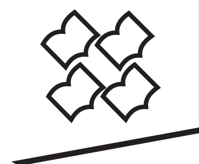


Драгутин Т. Михаиловић

МЕТЕОРОЛОГИЈА

за студенте Пољопривредног факултета у Новом Саду



УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ
ПОЉОПРИВРЕДНИ ФАКУЛТЕТ

НОВИ САД, 2017.

ЕДИЦИЈА ОСНОВНИ УЏБЕНИК

Оснивач и издавач едиције
Пољопривредни факултет, Нови Сад,
Трг Доситеја Обрадовића 8, 21000 Нови Сад

Главни и одговорни уредник едиције
Проф. др Недељко Тица, редовни професор
Декан Пољопривредног факултета у Новом Саду

CIP - Каталогизација у публикацији
Библиотека Матице српске, Нови Сад

551.5(075.8)

МИХАИЛОВИЋ, Драгутин Т.
Метеорологија : за студенте Пољопривредног факултета у Новом Саду / Драгутин Т. Михаиловић. - Нови Сад : Пољопривредни факултет, 2017 (Београд : Apollo plus). - 393 стр. : илустр. ; 30 cm. - (Едиција "Основни уџбеник" / Пољопривредни факултет, Нови Сад)

Тираж 20. - Библиографија. - Регистар.

ISBN 978-86-7520-411-4

a) Метеорологија
HYPERLINK
"http://www.vbs.rs/scripts/cobiss?command=DISPLAY&base=COBIB&RID=316953607" \n

Аутор
Проф. Драгутин Т. Михаиловић
Пољопривредни факултет у Новом Саду, Департман за ратарство и повртарство

Главни и одговорни уредник
Проф. др Недељко Тица
Декан Пољопривредног факултета у Новом Саду

Техничко уређење


Лектор
Оливера Цибула

Рецензенти
Проф. Дарко Капор, Природно-математички факултет, Нови Сад
Проф. Бранислава Лалић, Пољопривредни факултет, Нови Сад

Издавач
Универзитет у Новом Саду, Пољопривредни факултет у Новом Саду

Штампање одобрила
Комисија за издавачку делатност, Пољопривредни факултет у Новом Саду

Тираж
20 књига

Место и година штампања
Нови Сад, 2017.

ПРЕДГОВОР

Књига која је пред читаоцем представља уџбеник који је проистекао из мог вишегодишњег рада са студентима Пољопривредног и Природно-математичког факултета Универзитета у Новом Саду. Током тог периода мењали су се и наставни планови, а и нека сазнања у науци су много брже постајала педагошки усвојива селећи се потом у уџбенике. Било ми је потребно много времена да нађем неку меру наметнуту ми наведеним захтевима и испуним оне који су поодавно дефинисани када је уџбеник у питању. После отприлике половине периода у ком сам држао предавања написао сам прву верзију уџбеника, која је потом чекала наредних петнаест година да би била завршена и нашла се пред читаоцима. Окосницу књиге чине моја рана и нешто каснија предавања на Пољопривредном факултету, а накнадно допуњена предавањима за студенте Смера метеорологије и моделирања животне средине на Природно-математичком факултету. Међутим, у писању сам се додатно ослонио на концепције присутне у више уџбеника професора Иље Јосифовича Гурањника, на скрипта и додатне белешке професора Федора Месингера и Завише Јањића, др Силве Оторепец, неки стручни радови метеоролога Златице Попов као и књига од Валаса и Хобса (Wallace and Hobbs). У делу који се односи на атмосферску дифузију биле су ми од користи белешке и сугестије проф. Илије Арсенића. Свестан сам чињенице да известан број читалаца неће у потпуности бити задовољан ритмом и избалансираношћу књиге. Њихове, посебно педагошке, примедбе су добро дошле и наишле би на искрен пријем код аутора. Осим студената, и многи други читаоци моћи ће да нађу подоста детаља, посебно из опште метеорологије.

Слике и илустрације представљају неодвојиви део једног оваквог уџбеника. На неким местима је боље имати добру слику него и најбољи текст. Овде сам имао низ дилема али сам одлучио да сам урадим слике и илустрације, полазећи од материјала пронађеног на интернету. То сам урадио тако што сам га редизајнирао до мере која не оштећује права аутора, који су често били и анонимни. Колегиница др Ана Фирањ Сремац и колега др Гордан Мимић су ми креативно помогли око неких слика. Та помоћ није била мала и ја им на овом месту захваљујем.

Код Регистра појмова начинио сам преседан у односу на уобичајени приступ и појам лоцирао преко поглавља или главе уместо странице, сматрајући да тако читаоцу одмах дајем основну информацију. Рецензентима проф. Бранислави Лалић и проф. Дарку Капору дугујем дубоку захвалност. Они су стрпљиво прочитали целокупан текст учествујући у повезивању стручног, педагошког и језичког ткива у целину на начин који је био убедљив, посебно тамо где у почетку нисам пристајао на измене. Велику помоћ, издржавајући не увек прихватљив начин мог виђења настајања књиге, пружила је др Зорица Подрашчанин. Захвалан сам јој на стрпљењу које није било увек праћено и мојим стрпљењем. Госпођа Оливера Цибула је, обављајући посао лектора и коректора, изузетно савесно и сигурно помогла језичком квалитету излагања, што је данас доста занемарен аспект уџбеника. Поред тога, помогла је да се избегну лекторске грешке, а ако их још увек има, оне иду на душу искључиво аутору. Др Драгана Стишовић и др Михаило Луковић су својом тихом подршком много допринели да овај текст буде дат на увид читаоцу.

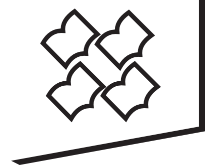
У Новом Саду, јун 2017. год. — Драгутин Т. Михаиловић

САДРЖАЈ

ДЕО III
ВОДА У АТМОСФЕРИ

ДЕО IV
СТРУЈАЊА У АТМОСФЕРИ

ДЕО V
ВРЕМЕ, КЛИМА И ЖИВОТНА СРЕДИНА



ДЕО I

УВОД.
ОСНОВНЕ НАПОМЕНЕ О АТМОСФЕРИ

1. УВОД

Метеорологија представља релативно младу научну дисциплину, која с развојем разних технологија (рачунарска, сателитска, интернет и др.) и повећаним бројем корисника њених резултата све више добија на значају. Ова глава је посвећена дефиницији предмета метеорологије и њеној подели, уз назнаку наука и практичних области људске делатности у којима су резултати који се добијају од метеорологије веома важни. У њој ће такође бити дефинисани време и клима, као и начин функционисања осматрачког система чији су продукти од непроцењиве важности за метеоролошку науку и праксу. На крају, као незаобилазано при писању оваквих уџбеника, у виду скице, дат је кратак опис хода метеоролошке историје који укључује и њен развој код нас.

1.1 Кратак опис метеорологије

Атмосферске науке обједињују већи број научних дисциплина које се међусобно преклапају, а баве се описом и проучавањем феномена у атмосфери Земље али и код других планета. Традиционално, атмосферске науке су подељене у две дисциплине: метеорологију [од грчке речи метеорос (μετέωρος) која значи узвишен и логос (λόγος) која значи разговор] и климатологију која се бави статистичким особинама атмосфере за дужи временски период које чине климу (на пример, средње вредности и опсег промењивости разних мерљивих физичких величина, као што су температура, фреквенције различитих појава итд., у зависности од географског положаја, сезоне и дана).

Метеорологија је, пак, традиционално подељена у три субдисциплине: физичку, синоптичку и динамичку метеорологију. Физичка метеорологија се бави: структуром и саставом атмосфере, атмосферским зрачењем, физичким процесима везаним за образовање облака и падавина, атмосферским електрицитетом, као и широким спектром многих других проблема који су веома тесно повезани са физиком и хемијом. Динамичка метеорологија се бави описом, анализом и прогнозом атмосферских кретања великих размера. Њени корени потичу од нагомиланог емпиријског искуства, које је пред крај деветнаестог века прерасло у сталну анализу и прогнозу времена. Овај скок је било могуће извести и због образовања прве мреже станица која је омогућила истовремено осматрање времена за велику област. Динамичка метеорологија се, такође, бави проучавањем атмосферских кретања и њиховом еволуцијом током времена. За разлику од синоптичке метеорологије, она користи аналитичке поступке и апроксимације које се ослањају на динамику флуида. Међутим, како се у анализи и прогнози времена све више користе методи високог степена софистикованости, разлика између динамичке и синоптичке метеорологије полако постаје део историје.

Климатологија се такође може поделити у више субдисциплина. Можда је најсуштинскија подела на: а) физичку климатологију која се бави процесима који условљавају климу; б) климатографију која се бави формулисањем и приказивањем климатолошке статистике на глобалном, регионалном и микропросторном размеру и в) примењену климатологију која се бави применом климатолошке статистике у решавању практичних проблема. Сасвим је јасно да је клима свих просторних размера условљена метеоролошким процесима. Сходно томе, и разлике између физичке климатологије и метеорологије су пре одраз њиховог независног историјског развитка него неке суштинскије поделе.

Метеоролози се баве решавањем и низа практичних проблема. Њихово решавање умногоме је олакшано и чињеницом да је развој рачунарске технике достигао колико до јуче незамисливе размере. Ако се томе придода и чињеница да су се развиле и технике мерења на даљину, онда је сасвим јасно колико је порастао број квантитативних информација које су првенствено корисне у анализи и прогнози времена. Наравно да се метеоролози баве и разним другим практичним активностима. Већ мали мисаони напор нас упућује на проблеме за чије решавање је потребна консултација са метеоролозима. Наведимо само неке од њих: проблем загађености ваздуха, прогнозе везане за послове у шумарству, разне врсте експертиза у саобраћају, грађевинарству и индустрији, пројекције везане за промену климе итд.

У набрајању практичних проблема у чијим решавањима учествују метеоролози је и пољопривреда. Широка је лепеза пољопривредних области где метеорологија има значајну „тежину". Међутим, утисак је да је у сегменту који се бави биљном производњом њено присуство можда и најнеопходније. На пример, у анализи односа усев–време она се веома много користи, посебно у последњих двадесет година. Из тог сложеног односа издвајају се четири, могло би се рећи главна, питања Монтит (Monteith, 1975). Наведимо их. 1) Коју количину воде усев губи у простору који га окружује; како тај износ зависи од ваздуха, земљишта и биљних фактора и како је могуће тај износ учинити што мањим? 2) Који износ угљен-диоксида усев апсорбује у простору који га окружује и како тај износ учинити што већим? 3) Шта одређује температурни режим и режиме влажности и ветра код усева и који део ових фактора има улогу у порасту и развоју биљке одвојено од његових ефеката у транспирацији и фотосинтези? 4) Како микроклима појединих листова (за разлику од микроклиме биљног склопа у целини) одређује појаву биљних болести и активност штеточина?

Сва ова питања су подједнако атрактивна како за пољопривреднике тако и за метеорологе и екологе. Несумњиво да свако од њих има свој приступ овим проблемима дајући потребну предност биолошкој или физичко-хемијској страни процеса, али никако само једној. Истакнимо да се практична и теоријска метеоролошка разматрања везана за проблеме примерене пољопривредној науци и пракси уврштавају у једну субдисциплину метеорологије – агрометеорологију.

На крају, није наодмет рећи и следеће. У метеорологији не недостају ни фундаменталнији, па ни сасвим фундаментални проблеми, посебно када је у питању турбуленција.

Можда је ситуацију по том питању, језгровито и не без енглеске и научне скептичности, дефинисао чувени физичар лорд Келвин (Kelvin). Наводно, он је рекао да су га целог живота прогањајуће опседала два питања. Једно је питање опште теорије поља, а друго – питање природе турбуленције. За прво, како је рекао, очекује да ће му, када умре, Бог казати о чему се ради. За друго, није био баш велики оптимиста.

1.2 Метеоролошки елементи. Појам времена и клима

У атмосфери се стално одигравају разни физички процеси којима се њено стање непрекидно мења. Основу за тумачење тих процеса у атмосфери чине метеоролошки елементи. Под њима се подразумева једна атмосферска променљива или атмосферска појава која карактерише стање атмосфере на одређеном месту и у одређеном тренутку. Атмосферске променљиве су на пример: температура ваздуха, воде и земљишта, атмосферски притисак, густина и влажност ваздуха, висина и дебљина облака, Сунчево зрачење, падавине, ветар, испаравање и др. Читалац свакако уочава да је за потпуно познавање атмосферске променљиве довољно да се зна њена бројна вредност ако је она скалар или још и правац и смер ако је она вектор као нпр. за брзину ветра. За разлику од атмосферске променљиве, атмосферску појаву (мраз, магла, пешчане буре, поларна светлост и др.) није могуће тако једноставно квантификовати, будући да је за њено ближе одређивање потребно познавати и више атмосферских променљивих. До вредности метеоролошких елемената долази се путем метеоролошког осматрања. Под њим се подразумева мерење и процена једног или више метеоролошких елемената. Вредности метеоролошких елемената се релативно великом брзином мењају у простору и времену, чиме мењају и стање атмосфере. Та непрекидна промена стања атмосфере на мањем или већем простору представља *време*. Дакле, време се везује за тренутно стање атмосфере.

С појмом времена тесно је повезан и појам климе. Под *климом* се подразумева неко средње физичко стање атмосфере изнад неке мање или веће области за дужи низ година. Она је, гледано у краћем временском интервалу, непроменљива и представља важну физичко-географску карактеристику области. У новије време почиње да преовлађује мишљење да климу треба третирати као временски зависан проблем због све присутније чињенице да се она континуално мења.

Несумњиво, време и клима имају огроман утицај на биљни и животињски свет, као и животну средину где се одвија људска делатност. Колики је степен тог утицаја у питању најбоље говори и чињеница да су се људски род и прве цивилизације појавили управо у областима са повољном климом.

1.3 Организација метеоролошких осматрања

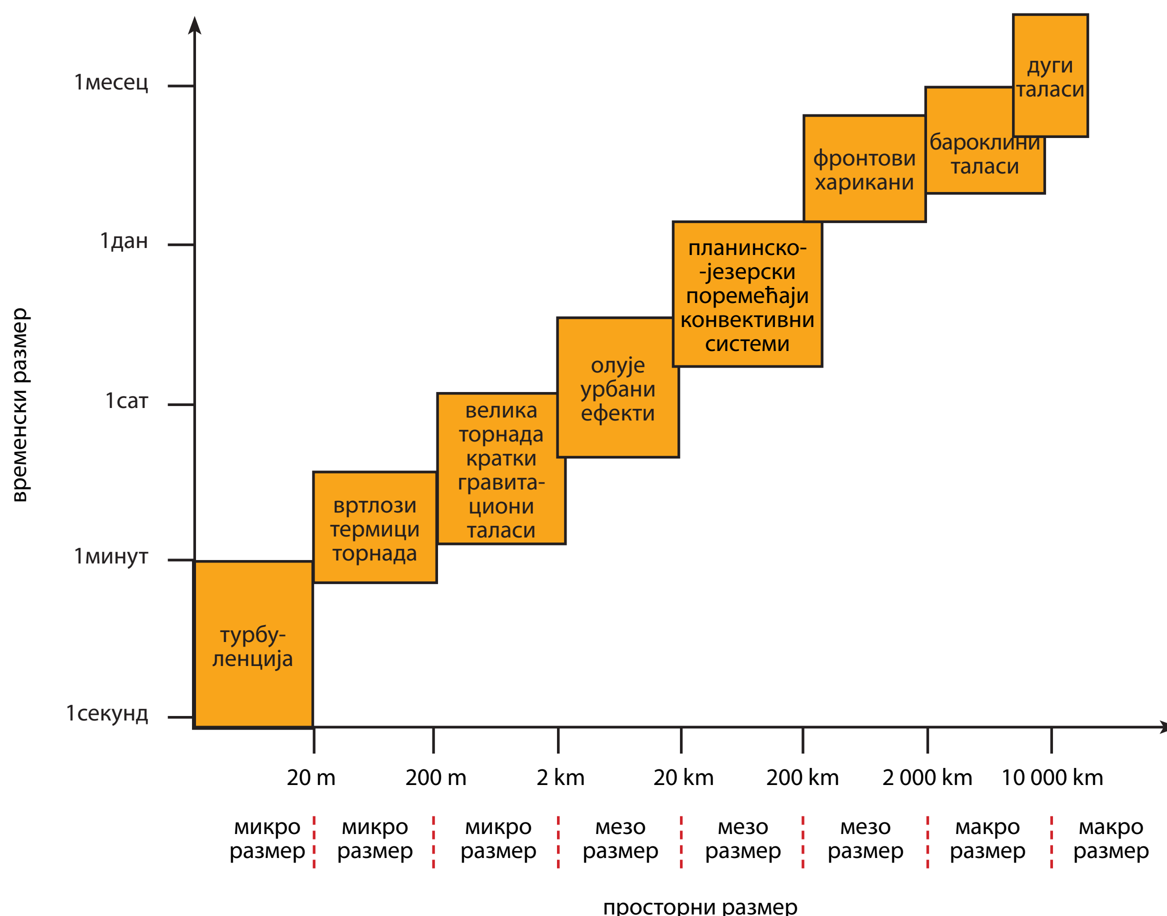
У свету постоји свакодневна потреба за метеоролошким подацима који се користе за поједине облике метеоролошких осматрања и оперативне праксе. Ти подаци се обезбеђују преко мреже осматрачких станица, при чему дефиниција мреже осматрачких станица произилази из наведених потреба и анализе просторних и временских размера атмосферских процеса који се истражују. О овоме бригу води Светска метеоролошка организација (СМО), специјализована организација Уједињених нација, преко система Светског метеоролошког бдења (СМБ). Овај систем се састоји од три подсистема. То су: Глобални осматрачки систем (ГОС), Глобални телекомуникациони систем (ГТС) и Глобални систем за обраду података (ГСОП).

Захтеви за осмотреним подацима проистичу из временских и просторних размера атмосферских процеса и појава које се истражују. Класификација метеоролошких феномена и шематска илустрација просторних и временских размера система кретања у атмосфери приказани су у табели 1.1 и на слици 1.1. Ти захтеви за осмотреним подацима класификују се као: а) глобални захтеви, који се односе на осматрања потребна за општи опис метеоролошких појава и процеса планетарних и великих размера; б) регионални захтеви, који се односе на осматрања потребна за детаљнија описивања атмосферских процеса и појава планетарних и великих размера, као и за опис појава и процеса мањих размера и в) национални захтеви, које одређује свака земља у складу са својим потребама.

врста	**размере**	**феномен**
мале	мање од 100 km	грмљавине, локални ветрови, торнада
мезо	100–1 000 km	фронтови и облачни системи
велике	1 000–5 000 km	депресије и антициклони
планетарне	веће од 5 000 km	дуги таласи у тропосфери

Табела 1.1 Класификација размера метеоролошких феномена

У сагласности са три врсте захтева за осмотреним подацима постоје и три врсте осматрачких станица: глобалне, регионалне и националне мреже. Распоред станица и честина осматрања су прилагођени физичким размерама описиваних метеоролошких феномена.



Слика 1.1 Шематски приказ просторних и временских размера кретања у атмосфери

Глобална мрежа се успоставља за задовољење глобалних захтева и утврђује се од стране Комисије СМО за основне системе. Програм осматрања у овој мрежи треба да осигура метеоролошке податке такве тачности и просторног и временског разлагања који ће омогућити описивање просторних и временских промена метеоролошких феномена и процеса великих и планетарних размера. Регионалне мреже се успостављају у складу са регионалним захтевима и њихов састав одређују регионална удружења. Хоризонтално разлагање код ових мрежа утврђено је Стручним правилником СМО. Националне мреже се успостављају, првенствено, за задовољење сопствених интереса. Међутим, при изградњи ове врсте мреже мора да се води рачуна о захтевима за употпуњавање глобалне и регионалне мреже.

Осматрачке мреже за процесе глобалних и регионалних размера утврђују одговарајући органи СМО, односно Конгрес или регионална удружења. Међутим, организација, програм рада, техничка опремљеност и кадровска оспособљеност националних осматрачких мрежа су у искључивој надлежности државе-чланице СМО. За изградњу, одржавање и развој дела ГОС-а на територији појединих држава одговорна је само држава. Програм изградње ГОС-а (изградња нових, побољшање постојећих компоне-

ната) утврђује се Планом Светског метеоролошког бдења који се, за четворогодишње интервале, утврђује и доноси на Конгресу СМО. Законски носилац организације метеоролошких осматрања у нашој земљи је Републички хидрометеоролошки завод Србије (РХМЗ). За детаљније информације о организацији мерења у нашој националној мрежи читалац се упућује на мноштво расположивих стручних књига у којима је она детаљно описана.

1.4 Минијатуре из историје метеорологије

Записи о различитим атмосферским појавама стари су колико и писана реч. У записима су дати више или мање детаљни описи појава како их је видео записивач. У њима се могу наћи и описи неповољних метеоролошких појава, елементарних непогода и људима „необичних и необјашњивих" појава као што су: јаке и дуге зиме, циче-зиме, град, поплаве, суше, јаки мразеви, оптичке појаве у атмосфери итд. У доба великих географских открића (XV и XVI век) број записа је повећан описима климе новооткривених крајева. Овакви записи, и поред њиховог невеликог степена егзактности, данас су драгоцени не само метеоролозима већ и антрополозима, историчарима, као и научницима других вокација који покушавају да појасне ход човечанства у прошлости.

Аристотелови списи садрже подоста метеоролошких записа са обиљем прецизних описа. После античког доба дуго се остало на записима, све до настанка научне револуције тј. њене ране фазе познате као *научна ренесанса* у XV и XVI веку, у којој је фокус био на рестаурацији знања из антике, али можда још прецизније до почетка *X*VII века, када су научници прешли са опорављања на нове продоре у науци. То је доба када су нарасле потребе човечанства, које почињу да бивају праћене и бурним развојем пре свега математике, механике, механике флуида и калорике. Тада и метеорологија почиње да се конституише као наука. Јављају се и први метеоролошки инструменти. Конструисан је барометар по принципу Торичелијеве цеви (Torricelli). Галилеј (Galilei) је употребио ширење ваздуха за одређивање температурних промена 1592. године, а 1611. је конструисао први термометар са течношћу када је користио вински шпиритус, да би жива први пут била употребљена 1659. Потом су конструисани кишомер и ветроказ који су омогућили систематско инструментално мерење: температуре, атмосферског притиска, падавина и правца ветра. До почетка XVIII века у неким европским државама били су организовани експерименти са истовременим осматрањем метеоролошких елемената на већем простору тј. у мрежи станица.

Средином XVIII века је конструисан анемометар, инструмент за мерење брзине ветра. У том периоду су јасно истакнути захтеви за: континуираним записивањем измерених вредности метеоролошких елемената (инструменти регистратори), организовањем мерења у мрежи станица и прогнозом времена. На пример, у Русији су принципи метеоролошких осматрања били установљени за време Петра I. У обавези обзнањеној 1725. године Академија наука је добила задатак да „свуда организује метеоролошка осматрања".

После ових, да кажемо, почетака, прошао је скоро век док нису утемељени метеоролошки институти и опсерваторије и мреже станица. У Русији је, на пример, 1849. године основана Главна физичка опсерваторија, прва институција такве врсте у свету. До краја века и у другим земљама су успостављене мреже метеоролошких станица, као и многи институти и опсерваторије. Велики подстрек развоју метеорологије у *XIX* веку пружио је и уочљив развој физике, који се огледао кроз нове области које су обухватале зрачење, термодинамику и механику флуида, што је помогло да се објасне многи атмосферски феномени. То је време када се утемељује физика атмосфере, уз појаву динамичке и синоптичке метеорологије.

XX век је период силовитог развоја метеорологије, а који је био условљен снажним развојем физике и општим техничким прогресом. У систем осматрања се укључују и радиосондажна мерења метеоролошких елемената тј. аутоматска мерења на одређеним висинама у атмосфери. Ова мерења се допуњују и аеролошким мерењима, која се односе на мерења у горњим деловима атмосфере.

У првих двадесет година *XX* века заснована је под руководством норвешког научника Бјеркнеса (*B*jerknes) тзв. „норвешка школа", која је заслужна за објашњења везана за динамику ваздушних маса и образовање атмосферских фронтова. Овај научник је и утемељивач основа „нумеричке прогнозе времена", тј. прогнозе путем решавања једначина динамике атмосфере. Прву такву прогнозу дао је 1922. године Шкотланђанин Ричардсон (Richardson). Мада резултат који је добио није био сасвим тачан, то не умањује величину његовог пионирског рада. Касније се кроз деценије тај поступак усавршавао, уз коришћење све моћнијих рачунара, поставши један потпуно рутински поступак у новије време.

Метеорологија се у садашњем тренутку бави решавањем и низа практичних проблема. Њихово решавање осетно је олакшано и чињеницом да је развој рачунарске технике достигао неслућене размере. Ако се томе дода и развој сателитске технологије, онда је јасно с коликим бројем информација се располаже у доношењу одлука при проучавању феномена у атмосфери. Коначно, висок ниво технологија треба да омогући да метеоролози реше многе нагомилане проблеме везане за глобално загревање и климатске промене.

На овом месту минијатуре ћемо допунити и кратком причом о развоју метеорологије у Србији. Може да се сматра да је виђени статистичар и климатолог Владимир Јакшић (1824–1899) пионир развоја метеорологије на овим просторима. Он је, вративши се са школовања у Аустрији 1847. године, први у нас започео са редовним свакодневним метеоролошким мерењима и осматрањима. Посебно су задивљујући његови резултати у успостављању мреже метеоролошких станица у Србији, али и његово схватање значаја коришћења метеоролошких података. Он је размишљао у правцу да „од умерености или крајности температурне сразмерности зависи и совершни или погружени степен духовног или моралног изображенија обитатеља, њино веће или мање благостање као и политичко надвесије или почињеност".

Јакшић је започео са својим мерењима 1. јануара 1848. године, мерећи најпре температуру ваздуха помоћу „сторазделног топлотописа" и „метеорне воде". „Топлотописом"

је мерио „кроз двадесет и четири часа полученij најнижиj" и „за исто време највишиj степен температуре". Он установљава и основне црте климе Србије. На пример, највећа „препека" коју је он регистровао (41,0 °C) је сасвим мало превазиђена током 130 година каснијих мерења, а и за „цичу" оd −20,4 °C се слично може рећи.

Настављач дела В. Јакшића био је Милан Недељковић (1857–1950), први српски астроном, школовани метеоролог, математичар, физичар, сеизмолог и професор Београдског универзитета. Оснивач је метеоролошке и астрономске опсерваторије и мреже метеоролошких станица у Србији. На школовању на Сорбони у Паризу стекао је шест диплома: математичких наука, физике, астрономије, метеорологије и прецизне механике; оспособио се за практичну примену знања из метеорологије, астрономије и примењене физике и овладао сеизмолошким, геодетским и мерењима геомагнетизма. Колектив Велике школе закључио је да је Недељковић стекао више знања него што је потребно за професора астрономије и метеорологије и препоручио га „за подизање београдске опсерваторије и метеоролошких стација у Србији. Те установе потребне су нашој катедри, али и нашој науци и домовини, зарад њеног развијања и угледа међу културним народима." Његов највећи допринос се састојао у томе да је својим умним напорима омогућио својој земљи да у развоју метеорологије држи корак са развијеним европским државама тог доба. Он је проширио метеоролошку мрежу Србије на преко 200 станица, основао Метеоролошку опсерваторију у Београду, у њој завео низ специјалних мерења и сачинио је прве дневне временске прогнозе и успоставио међународну размену метеоролошких података. М. Недељковић је за собом оставио и дуг низ других импресивних дела у виду чланака, метеоролошких преписа, низа рукописа и превода универзитетских уџбеника и многобројних успешно завршених акција са далекосежним позитивним дејством на развој како метеорологије, тако и астрономије код нас.

Почетком двадесетог века на сцену ступа Милутин Миланковић (1879–1958), студент Велике техничке школе у Бечу, онда успешни грађевински инжењер, а потом професор Филозофског факултета у Београду и руководилац Катедре примењене математике. Научник и интелектуалац *par exellance*, оставио је светски траг у науци. Током свог научног века највише се бавио математичком анализом астрономских фактора климе. Његов опус, и физички евидентан у виду више књига, и данас је незаобилазно штиво за многе метеорологе. Више детаља о његовим доприносима науци изнећемо у поглављу 16.9.

Један од значајних доприноса развоју метеорологије у нас дао је и Павле Вујевић (1881–1966), који је својим приступом наставио дело Јакшића и Недељковића на преданом опису времена и климе нашег доба и у нашим крајевима. Он је дао објашњење важних појава тока температуре и транспорта топлоте у најнижим слојевима атмосфере и горњим слојевима тла. Ови радови су били запажени и често цитирани у светској метеоролошкој литератури. Такође, проучавао је разлике између континенталне и маритимне климе и бавио се низом других питања климе нашег поднебља. Можда и није претенциозно ако се каже да данас наша метеоролошка наука и пракса захваљујући њима, а и развоју који је уследио и резултатима, заузимају место које се поштује у свету егзактних наука.

2. ПОРЕКЛО, ГРАЂА И САСТАВ АТМОСФЕРЕ

Атмосфера је Земљин гасовити омотач који с њом размењује топлоту и влагу и представља средину кроз коју до Земље допире Сунчево зрачење, које је један од основних покретача атмосферских збивања. У овој глави прво ћемо се позабавити питањем порекла атмосфере, а потом њеном грађом и вертикалном расподелом температуре. Нешто више пажње биће посвећено њеном саставу, уз стављање акцента на неке хемијске и фотохемијске реакције које су важне не само за процесе у атмосфери већ и за живи свет на Земљи. Крај је резервисан за опис вертикалне расподеле притиска и густине ваздуха.

2.1 Порекло атмосфере

Атмосфера је гасовити омотач око Земље. Њена маса износи око $5{,}157 \cdot 10^{15}$ t, што представља око милион пута мању масу од масе Земље која износи око $5{,}98 \cdot 10^{21}$ t. Она ротира заједно са Земљом и око њене осе и око Сунца. Земља је по форми елипсоид са екваторском полуосом од 6 378,2 km, док њена поларна оса износи 6 356,9 km. Њена површина на нивоу мора износи 510 075 800 km^2, док период њене ротације око сопствене осе износи 23 h 56 min 4,1 s.

Земља је настала слично као и остале планете Сунчевог система. Ако усвојимо овакво размишљање, природно је да се запитамо како то да је атмосфера Земље толико различита у односу на атмосфере других планета. Постоји више теорија с намером да се објасни посебан састав Земљине атмосфере. До данас, а и данас, преовлађујуће мишљење је да се Земља образовала или на начин који је систематски искључивао гасове (нпр. агломерација чврстих делова као у метеорима) или су, пак, гасови образовани у првобитној атмосфери врло брзо ишчезли по образовању Земље. У оба случаја велика је вероватноћа да Земља није била обавијена атмосфером веома кратко време по свом образовању пре око $4{,}5 \cdot 10^9$ година. Атмосфера какву данас можемо да осмотримо је вероватно настала као резултат ерупција активних супстанција из унутрашњости заједно са вулканским активностима.

По грубом рачуну, садашња атмосфера је састављена од 76% азота и 23% кисеоника гледано у односу на укупну масу (табела 1.2), док је, у поређењу са овим саставом, емисија гасова из вулкана смеша која у грубом рачуну има 85% водене паре, 10% угљен-диоксида и неколико процената сумпора и његових једињења (сумпор-диоксид и сумпор-водоник) уз одсуство кисеоника.

Бољем разумевању начина настанка данашње атмосфере може допринети и чињеница да је она само компонента једног система који укључује и: *хидросферу* (укупна водена маса изнад и унутар површине Земље), *биосферу* (целокупан биљни и животињски систем) и седиментациони део *литосфере* (Земљине коре). Укупна маса испарљивих компонената у овом систему је, отприлике, реда величине 0,025% од Земљине масе, док је маса атмосфере тек 1/300 део од масе хидросфере.

Најраније вулканске активности на површини Земље су, избацивањем велике количине водене паре у атмосферу, омогућиле образовање облака и кише, као и образовање воде на њеној површини. Гледајући према проценту од укупне масе хидросфере, њен данашњи „попис” изгледа овако: 1) океани (97%), 2) лед (2,4%), 3) подземне воде (0,6%), 4) реке, језера и др. (0,02%) и 5) атмосфера (0,001%). Уколико се упореде количине водене паре избачене вулканским ерупцијама током просечног времена од како је образована Земља, сматрајући да је интензитет ерупције остао исти, долази се до занимљиве чињенице да је

састојак и хемијски симбол	**молекулска тежина**	**запремински удео**	**удео по маси**
азот (N_2)	28,016	0,7808	(75,51%)
кисеоник (O_2)	32,00	0,2095	(23,14%)
аргон (Ar)	39,94	0,0093	(1,28%)
водена пара (H_2O)	18,02	0–0,04	
угљен-диоксид (CO_2)	44,01	325 делова на милион	
неон (Ne)	20,18	18 делова на милион	
хелијум (He)	4,00	5 делова на милион	
криптон (Kr)	83,70	1 део на милион	
водоник (H)	2,02	0,5 делова на милион	
озон (O_3)	48,00	0–12 делова на милион	

Табела 1.2 Састав Земљине атмосфере испод 100 km према Ламбу (Lamb, 1972)

маса садашње хидросфере за два реда величине мања од масе коју би требало да поседује. Једно од објашњења произилази из теорије по којој вода океана понире на спојевима тектонских плоча, док друга, пак, теорија губитак воде објашњава њеном фотодисоцијацијом путем ултраљубичастог зрачења.

2.2 Грађа атмосфере

До спознаје о вертикалној расподели температуре дошло се дуготрајним мерењима на различитим висинама обављаним у једном доста дугом периоду. Понекад су ови захвати имали трагичан исход, поготово када је температура ваздуха мерена уз употребу балона. Мерења су указивала на чињеницу да до првих 10 km висине температура ваздуха опада са висином у просеку за 7 °C на сваки километар. Ова промена знатно варира од места до места, али никада не прелази 10 °C km^{-1}, изузев у близини површине земљишта када може да има и знатно већу вредност. Независно један од другог, Де Борт (*Bort*) и Асман (Assmann) су установили да постоји виши слој у ком температура ваздуха расте са порастом висине. Де Борт је најнижи слој атмосфере назвао *тропосфера*, а слој изнад ње који је открио и истражио назвао је – *стратосфера*.

Све до 1920. године испитивање вертикалне расподеле температуре у атмосфери било је изразито скупо и имало је само спорадични карактер. Међутим, од 1927. године настаје нова ера у истраживању атмосфере, када је Молханов (Молханов) увео *радио-сонде*. Оне су садржале пакет релативно јефтиних инструмената, којима је могла да се обави истовремена сондажа атмосфере на читавој мрежи синоптичких станица. У данашње време радио-сонде имају могућност да обаве мерења до висине од око 40 km. Сличан пакет инструмената користи се за вертикално сондирање атмосфере на висинама од 40 до 80 km, уз допунску примену метода и техника акустичког сондирања. На вишим нивоима информације о температурној расподели у атмосфери добијају се путем сателита.

Вертикална расподела температуре за тзв. „стандардну атмосферу" приказана је на слици 1.2. Овај профил је карактеристичан за услове на средњим географским ширинама. Као што је већ назначено на слици, вертикални профил може да се подели на четири слоја: *тропосферу*, *стратосферу*, *мезосферу* и *термосферу*. На врх сваког од ових слојева наслањају се слојеви: *тропопауза*, *стратопауза* и *термопауза*, редом.

У тропосфери се налази више од 80% масе водене паре, облака и падавина у Земљиној атмосфери. Њу карактерише веома интензивно мешање у вертикалном правцу. На пример, за време јаког невремена честице могу да, од Земљине површине до тропопаузе, доспеју за свега неколико минута. Као резултат брзог вертикалног мешања аеросола и њиховог „спирања" падавинама произилази да је *средње време боравка* аеросола у тропосфери кратко – од неколико часова па до неколико дана.

Ефективни утицај тла на збивања у атмосфери простире се до висине од око 10 km, што отприлике одговара и висини простирања тропосфере. У њој се издваја један релативно плитак слој познат под именом *планетарни гранични слој* (сл. 1.3) или понекад назван и *атмосферски гранични слој*. Он се карактерише јако развијеном турбуленцијом ваздуха условљеном храпавошћу и разним препрекама на Земљи. Механизмом турбуленције, он прима знатну количину топлоте и воде која долази са Земљине површине.



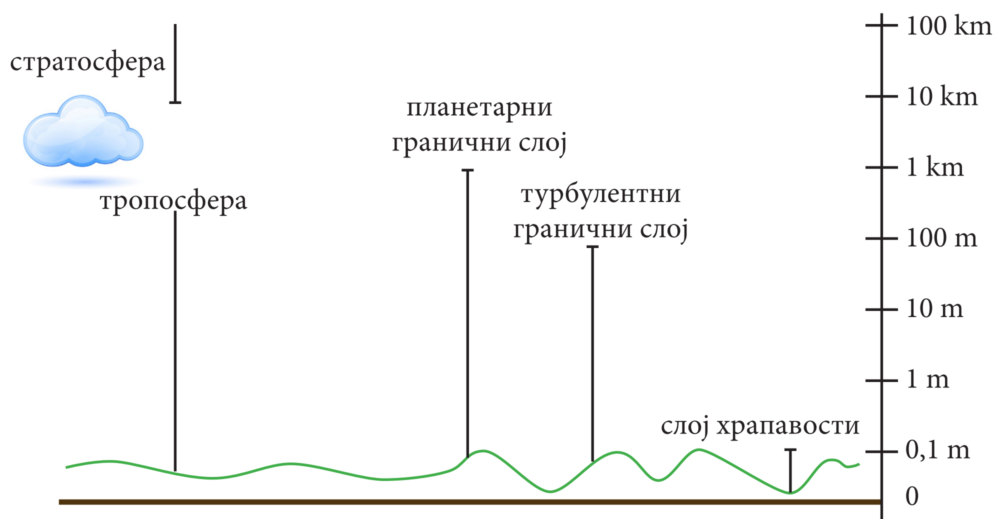
Слика 1.2 Вертикална расподела температуре ваздуха за стандардну атмосферу

Дебљина овог слоја је променљива и изразито зависи од стања површине која и производи турбуленцију. Тако, на пример, током дана топлија Земљина површина загрејана од Сунца транспортује топлоту у атмосферу која је хладнија. Снажна конвекција која том приликом настаје повећава дебљину овог слоја на 1–2 km. Насупрот дану, током ноћи транспорт топлоте је усмерен од топлије атмосфере ка хладнијој Земљиној површини. Ово надаље спречава мешање ваздуха у њему, тако да му дебљина падне на 100 m. Када ова два описа спојимо у једну слику, изгледа као да слој пулсира растући и смањујући се као ритмичан одговор на дневни ток Сунчевог зрачења.

Горе описана слика је једна идеална слика која може да буде измењена временским системима великих размера, при чему ветрови и облаци ових система нису повезани са особинама подлоге и дневним циклусом загревања. Што се тиче хоризонталног размера везаног за планетарни гранични слој, он је у тесној повезаности с размером на ком се премештају делићи ваздуха који се загревају или, пак, хладе током дневног циклуса. На основу дневне термичке циркулације процењује се да је његов хоризонтални размер реда величине 50–100 km, при чему треба да се истакне да су при јаком мешању процеси малих размера практично елиминисани. Уколико се изузме интеракција ваздушног струјања са површином, у овом слоју, његове особине су условљене збивањима у тропосфери. Коначно, сумирајући напред изнето, може да се каже да су размере планетарног граничног слоја: око 1 km и око 50 km вертикални и хоризонтални, редом, док је временски размер реда величине – један дан.

Турбулентни површински слој (сл. 1.3) карактерише турбуленција малих размера условљена храпавошћу подлоге и конвекцијом. Током дана овај слој се простире и до 50 m висине, док ноћу, када је планетарни гранични слој знатно смањен, износи свега неколико метара. Упркос његовој промењивости за мале временске интервале (реда величине од неколико секунди), овај слој је релативно хомоген гледано за дужи временски интервал (десетак минута и више). Испод овог слоја налазе се још два слоја, чије су размере директно одређене димензијама храпавости подлоге. Први је *слој храпавости* који се простире до висине која је два до три пута, па и више, већа од вертикалног размера елемената подлоге. У њему је струјање у потпуности одређено храпавошћу подлоге која потиче од присуства: траве, њива, воћњака, дрвећа, урбане подлоге и др. Испод овог слоја је други, који је назван *ламинарни гранични слој*. Дебљина му је свега неколико милиметара и у њему нема турбуленције.

Прелаз из тропосфере (у значењу: окрет или промена сфере) у стратосферу је обично праћен наглом променом концентрације компонената које се у атмосфери налазе у траговима. Садржај водене паре брзо опада, док се концентрација озона, у првих неколико километара после тропопаузе, повећа и за ред величине. Присуство јаких градијената управо изнад тропопаузе објашњава се чињеницом да се слабо мешају стратосферски сув и озоном богат ваздух и релативно влажан и озоном слабо снабдевен тропосферски ваздух. Много већа концентрација честица, из вулканских ерупција и нуклеарних експлозија, у стратосферском него у тропосферском делу још више подупире чињеницу да се ваздух у ова два слоја слабо меша. Честице се у стратосфери задржавају и неколико година по догађају после кога су доспеле у атмосферу. Због изузетно дугог боравка честица у њој, стратосфера представља неку врсту „резервоара” за многе типове атмосферског загађења.



Слика 1.3 Уз детаљнију поделу тропосфере

Стратосферу (у значењу: слојевита атмосфера) карактерише веома мало вертикално мешање. Унутар ње је осмотрен танак слој аеросола који се дуже задржава на одређеној висини. У области стратопаузе притисак је око 1 mb у поређењу са 1 000 mb на Земљиној површини.

Мезосфера (у значењу: средња сфера) се поклапа са доњим слојем јоносфере и доњим слојевима области у којима понекад може да се појави и поларна светлост. Слично као и у тропосфери, у овом слоју атмосфере температура опада с висином, а и вертикална кретања нису ограничена. Током лета она могу да произведу танак облачни слој у горњем слоју мезосфере изнад поларних области. При уобичајеним условима концентрација честица у овим облацима је мала, тако да они нису видљиви са Земље. Међутим, понекад у сумрак мезосферски облаци могу да буду осветљени, док су нижи слојеви атмосфере у сенци.

Термосфера се простире до висине од неколико стотина километара, где се температуре крећу у опсегу од 500 °C до 2 000 °C у зависности од активности Сунца. Овај слој се завршава са термопаузом, коју у већем или мањем степену карактерише константна температура (*изотермија*). Већ изнад висине од 500 km молекуларни судари су тако ретки да је доста тешко и дефинисати температуру. На овим нивоима неутралне и наелектрисане честице се крећу мање или више независно, тако да нема основа да и њихове температуре буду исте. Изван магнетосфере, температура околног простора је одређена соларним ветром.

2.3 Састав атмосфере

Састав атмосфере је одређен присуством четири компоненте у ваздуху.

Главни ӣасови. У њих се убрајају азот (N_2), кисеоник (O_2) и аргон (Ar), који су постојани и преовлађују до висине од 100 km. Њима може да се придружи и водена пара, чији се садржај у ваздуху осетно мења у времену и простору (табела 1.2).

Мало ӣрисуӣни ӣасови. Они су хемијски стабилни, али су присутни у малим износима. То су: угљен-диоксид (CO_2), угљен-моноксид (CO), метан (CH_4) и др. Овој групи гасова може да се придружи и озон (O_3) тропосфере и ниже стратосфере, који је такође стабилан.

Незасићени и несӣабилни молекули који су у хемији познати као „слободни радикали". Ове малобројне али хемијски веома активне групе које се веома брзо образују али и распадају често реагују са горе поменутим гасовима, при чему се образују CH_3OOH, CH_2O, NO, HO_2, OH и др.

Аеросоли су честице у чврстом и течном стању које лебде у атмосфери.

У овом поглављу ћемо се позабавити компонентама које улазе у састав атмосфере.

Кисеоник. Постоје два основна извора који атмосферу снабдевају кисеоником. Један је дисоцијација воде



$$2H_2O \longrightarrow 2H_2 + O_2, \qquad (1.1)$$

док је други процес фотосинтезе



$$H_2O + CO_2 \longrightarrow \{CH_2O\} + O_2. \qquad (1.2)$$

Обе ове реакције се обављају уз апсорпцију Сунчевог зрачења и то: реакција (1.1) захтева ултраљубичасто зрачење, док реакција (1.2) захтева видљиво зрачење. Фотосинтетичком реакцијом производи се знатна количина атмосферског кисеоника на Земљи. Међутим, још увек није разјашњено да ли је она била довољна за оксидацију материје у Земљиној кори ако се упореде стања оксидације по образовању Земље и сада. Ситуација је нешто другачија када је у питању фотодисоцијација, приказана једначином (1.1), као извор кисеоника за атмосферу. Количина кисеоника произведеног овом реакцијом битно зависи од брзине којом образовани водоник одлази у васионски простор. Уколико је та брзина мања од брзине фотодисоцијације, онда ће кисеоник и водоник поново да образују воду.

Продукција кисеоника путем фотосинтезе је процес који је тесно повезан с биолошким процесима, будући да је мономер CH_2O, који је продукт у реакцији (1.2), базични молекул код угљоводоничних молекула који образују биљну ћелију. С обзиром на обиље кисеоника у Земљиној атмосфери и његово потпуно одсуство из атмосфера беживотних Марса и Венере, више него прихватљива је и хипотеза да се кисеоник у Земљиној атмосфери образује углавном процесом фотосинтезе.

Тренутно прихваћено мишљење је да су се првобитни једноћелијски организми (пре $4 \cdot 10^9$ година) развијали у средини са редукованим садржајем кисеоника. Постоје геолошки докази који указују на чињеницу да су примитивне форме биљака почеле да ослобађају кисеоник преко реакције (1.2) тек пре $2 \cdot 10^9$ до $3 \cdot 10^9$ година. Вероватно да су се те животне форме развијале у акватичним срединама и то тако да су биле довољно далеко од површине воде, а тиме и од ултраљубичастог зрачења. Међутим, с друге стране, биле су довољно близу водене површине и користиле су видљиво зрачење за фотосинтезу.

Биланс кисеоника и угљеника. На сваки двоатомски молекул кисеоника настао у реакцији (1.2) један молекул угљеника се уграђује у органску материју. Највећи број угљеникових атома или поново оксидише у процесу респирације или, пак, у труљењу органске материје тј.



$$\{CH_2O\} + O_2 \longrightarrow H_2O + CO_2. \qquad (1.3)$$

Међутим, на сваких неколико десетина хиљада молекула угљеника који подлежу процесу фотосинтезе један молекул избегне процес оксидације и подлеже фосилизацији. Највећи део неоксидисаног угљеника се уграђује у садржај шкриљаца, док се мањи део, у знатно концентрованијој форми, скупља у фосилним горивима (угаљ, нафта и природни гас). Детаљан преглед садржаја угљеника у различитим облицима дат је у табели 1.3.

биосфера – морска	1
биосфера – копнена	1
атмосфера (у CO_2)	70
океан (растворен у води)	4 000
фосилна горива	800
шкриљци	800 000
карбонатне стене	2 000 000

Табела 1.3 Садржај угљеника у близини Земљине површине (дато у релативним јединицама). Табела је преузета из Вејла (Weyl, 1970).

Сагоревање фосилних горива прекида процес фотосинтезе. Гледано из угла данашњице, цивилизација потроши сагоревањем током једне године онолико колико се процесом фотосинтезе произведе за сто година. Ова чињеница је мање алармантна уколико се има у виду да механизам фотосинтезе функционише већ сто милиона година. Ипак, не би требало да има места опуштености, пошто је знатан део органског угљеника у Земљиној кори у облику који је далеко од могућности да се експлоатише.

Од укупне количине кисеоника која је током Земљине историје била створена од стране биљака (продукцијом путем фотосинтезе умањеном за износ уништен кроз

процес труљења), данас је у атмосфери присутно свега 10%. Знатан део кисеоника је уграђен у оксиде, као што је на пример Fe_2O_3 или, пак, у карбонатна једињења ($CaCO_3$ и $MgCO_3$) у Земљиној кори.

Карбонати се образују путем јонске размене која се јавља унутар морских организама, од којих је најпознатија једноћелијска фораминифера. При разлагању угљен-диоксида образује се слаба угљена киселина



$$H_2O + CO_2 \longrightarrow H_2CO_3, \qquad (1.4)$$

која потом улази у реакцију



$$H_2CO_3 + Ca^{2+} \longrightarrow CaCO_3 + 2H^+. \qquad (1.5)$$

$CaCO_3$ потом улази у састав животињских љуштура које онда могу услед компресије да уђу и у састав кречњака у Земљиној кори. Сличном реакцијом настаје и $MgCO_3$. Јон водоника који се ослободи у реакцији (1.5) реагује с оксидима метала у Земљиној кори, узимајући један атом кисеоника и градећи воду. Оно што се јасно издваја јесте чињеница да се из атмосфере приликом образовања карбоната кисеоник троши, да би се потом у њу вратио приликом разлагања карбоната.

Остали гасовити састојци атмосфере. У досадашњем делу пажња је била посвећена двама састојцима атмосфере који имају круцијалну улогу у образовању и одржавању живота на Земљи. На овом месту ћемо да се задржимо и на осталим састојцима атмосфере.

Азот. Реакцијом која је доста слична реакцији (1.5) и фиксацијом од стране микроорганизама у земљишту, азот улази у састав нитрата у Земљиној кори. Мањи део овако образованог азота одлази у атмосферу (око 20%). Међутим, због његове хемијске инертности и мале растворљивости у води, највећи део азота, који се ослобађа при вулканским ерупцијама, остаје у атмосфери. Због процеса који су претходно описани, из атмосфере су скоро потпуно уклоњени вода и угљен-диоксид, тако да је азот постао доминантан у њеном садржају.

Сумпор и његова једињења, сумпор-водоник и сумпор-диоксид, јесу састојци који у атмосферу улазе вулканским ерупцијама. Тамо брзо оксидишу у сумпор-триоксид, који се у облачним капљицама раствара у блажу сумпорну киселину. Тако настају тзв. „киселе кише", које су најчешће у индустријским областима где је велика продукција сумпора услед знатне употребе угља и нафте који сагоревају. Пошто падавине „исперу" атмосферу од сулфатних јона, они реагују с металима јона образујући сулфате који се уграђују у Земљину кору. Сумпор-диоксид може да реагује и са амонијаком, тако да у присуству воде гради амонијум-сулфат.

Аргон је најприсутнији инертни гас у атмосфери. Највише га има у виду ^{40}Ar, који настаје радиоактивним распадом ^{40}K у Земљиној кори, док *хелијум* у атмосферу доспева углавном као продукт радиоактивног распада.

Озон је алотропска модификација кисеоника. Његово присуство у атмосфери је значајно, јер живе организме на Земљи штити од прекомерног ултраљубичастог зрачења.

Велики део ултраљубичастог зрачења (око 1% Сунчеве енергије) бива апсорбован од стране озонског омотача. Проучавање присуства озона у атмосфери важно је и због тога што он има дијагностички карактер. Битан је због проучавања опште циркулације атмосфере, кретања фронтова, итд. Такође, има значајну улогу у атмосферском енергетском билансу, посебно у процесу апсорпције зрачења при проласку кроз атмосферу. Озон се, како је већ истакнуто, образује фотохемијским реакцијама у слоју између 20 и 60 km и у загађеном ваздуху. На Земљиној површини озон се брзо уништава приликом његове реакције са биљкама или приликом растварања у води. У једном статистичком просеку за дужи период уочава се тенденција спорог померања озона са већих висина (где је извор) ка Земљи (понор за озон).

Молекул озона се састоји из три атома кисеоника који су распоређени у теменима једнакокраког троугла, чији је угао при врху 116° 49' а дужина бочне стране 0,128 nm. Да би дошло до разлагања озона O_3 на молекул кисеоника O_2 и кисеоник у атомском стању, потребно је утрошити енергију од $1{,}74 \cdot 10^{-19}$ J. Обрнуто, да би дошло до образовања озона, потребно је присуство слободних атома кисеоника O. До њиховог образовања долази када молекул кисеоника апсорбује ултраљубичасто зрачење таласних дужина мањих од 242 nm. Реакција образовања кисеоника у атомском стању може да се напише у облику



$$O_2 + h\nu \longrightarrow O + O, \quad (1.6)$$

где је ν фреквенција ултраљубичастог зрачења, а h Планкова константа (Planck), о којима ће више речи бити у поглављу 6.2. Коначно, озон се потом образује преко тројног судара честица тј.



$$O + O + M \longrightarrow O_3 + M, \quad (1.7)$$

где је M молекул азота, кисеоника или неки други молекул који уноси енергију у ову реакцију.

Остали састојци атмосфере. Осим гасова, у атмосфери су присутне и честице у течном и чврстом стању. Прве образују облаке и магле, док се у друге убрајају честице дима и прашине. Заједно ове честице, које могу да лебде или споро падају, називамо *аеросоли*. По свом пореклу могу да буду природни и антропогени.

Природни аеросоли у атмосфери могу да се појаве као: 1) космичка прашина, 2) вулканска прашина, 3) честице дима и 4) честице прашине. *Космичка прашина* је састављена од микрометеорита који су, захваћени Земљином гравитацијом, из међупланетарног простора продрли у атмосферу. Микрометеори се углавном састоје од гвожђа, никла и алуминијума чије су се честице споро таложиле током милиона година. *Вулканска прашина* у атмосферу доспева путем вулканских ерупција. Честице се споро распростиру кроз атмосферу, задржавајући се у њој и по неколико година. На пример, после ерупције вулкана Катомаја 1912. године, Сунчево зрачење је смањено на 25% од његове уобичајене вредности. Било је потребно да прођу две године да би се атмосфера коначно очистила. *Честице дима* у атмосферу улазе после великих шумских пожара,

понекад правећи велике облаке дима, који се потом простиру на велике даљине. Један пример је у том погледу веома илустративан. После једног шумског пожара 1950. године у западној Канади, облак дима је доспео до Енглеске и Норвешке. *Честице прашине* имају различито порекло (гола земљишта, пустиња, итд.), а са земље их подиже ветар. Оне највише садрже: кварц, оксиде гвожђа и алуминијума, соли калцијума итд. Честице прашине имају димензије до 20 μm. Међутим, на висини од 1–2 km током лета преовлађују честице прашине димензија 0,7–2,0 μm. Током зиме њихове димензије су и мање. Осим неорганских честица, у састав честица прашине улазе и органске материје као што су полен (20–60 μm) и бактерије (1–15 μm).

Антропогени аеросол доспева у атмосферу из: индустријских постројења, урбаних средина и авиона. Углавном су то продукти непотпуно сагорелих честица угљеника и разних угљоводоника димензија од око 0,07 μm. Ове честице су веома лаке и ношене ветром могу веома лако да оду далеко од извора. Заједно са овим честицама, у атмосферу доспевају и сумпорна киселина и цинк-оксид (0,03–0,3 μm).

Сви аеросоли, чврсти или течни, имају значајну улогу у процесу кондензовања водене паре у атмосфери као *језгра кондензације*. Сва ова језгра могу да се поделе у три велике групе. 1) *Ејткинсова (Aitken) језгра* са полупречником $r < 0{,}1$ μm се у метеорологији обележавају са CN. Ова језгра обично не учествују у процесу кондензације. 2) *Велика језгра*, код којих је r у интервалу 0,1–1,0 μm. Ова језгра су врло активна у атмосфери и често их називају и облачним језгрима. Њихова ознака је CCN. 3) *Гигантска језгра* ($1{,}0 < r < 3{,}5$ μm). Њих има мало, али су значајна при образовању крупних капљица у облаку.

2.4 Вертикална расподела притиска и густине ваздуха

Услед дејства Земљиног гравитационог поља, атмосфера врши притисак на Земљину површину. Он се дефинише као притисак који потиче од тежине атмосферског стуба по јединици површине. Неки средњи атмосферски притисак би могао да буде доста близу вредности од $M_A g_0/R_E^2$, где је са M_A означена укупна маса атмосфере ($5{,}16 \cdot 10^{18}$ kg), са g_0 је означено средње убрзање Земљине теже (9,8 m s^{-2}), док R_E представља средњи полупречник Земље ($6{,}37 \cdot 10^6$ m). Заменом ових нумеричких вредности у наведени израз долази се до вредности од 10^5 Pa, што представља средњи атмосферски притисак.

Промена густине и притиска је много већа у вертикалном него у хоризонталном правцу. Због тога је у метеорологији уведен појам *стандардне атмосфере*, која представља просторно и временски осредњену структуру атмосфере која је функција само висине. До висине од око 100 km, атмосферски притисак и густина се мењају у границама од око 30% у односу на вредности унутар стандардне атмосфере. У стандардној атмосфери притисак и густина с висином опадају по експоненцијалном закону (сл. 1.4), тако да за њих приближно важе следеће две релације

$$p(z) = p(0)e^{-\frac{z}{H}} \tag{1.8}$$

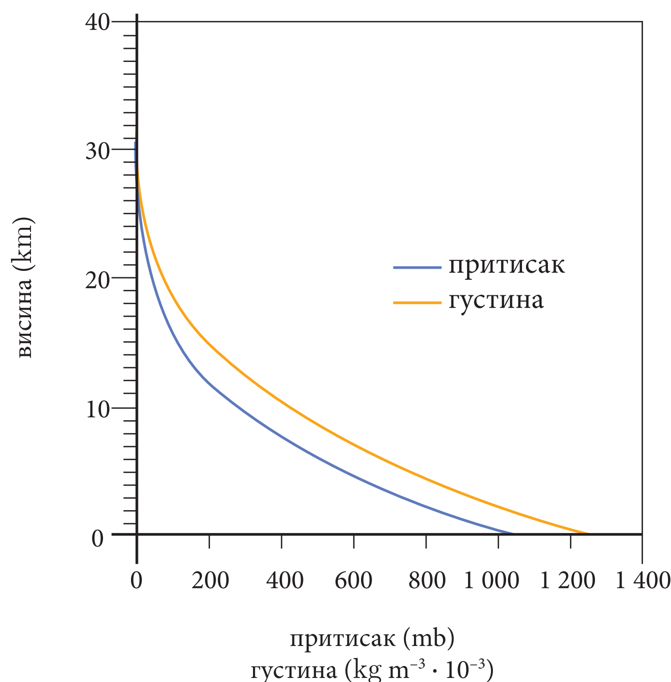
и

$$\rho(z) = \rho(0)e^{-\frac{z}{H}}, \qquad (1.9)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: $p(z)$ и $\rho(z)$ су атмосферски притисак и густина на висини z, док су $p(0)$ и $\rho(0)$ њихове вредности на нивоу мора; H је тзв. *размер висине*. Овај размер има приближну вредност од око 7 km.

На крају, сликовитости ради, истакнимо и следећи податак. Димензије атмосфере у односу на Земљу су мале. Она чини један танак слој, али слој у коме је испод 500 mb нивоа (коме у првој апроксимацији одговара висина од 5,5 km) смештена половина масе атмосфере, док је у слоју од 30 km смештено 99% њене масе.

Расподела гасова у атмосфери је условљена двама процесима: *молекуларном дифузијом* и *мешањем*. Дифузија условљена молекуларним кретањем тежи да образује атмосферу у којој би се средња молекуларна тежина смеше гасова постепено смањивала до висине на којој би били присутни само гасови као што су водоник и хелијум. То практично значи да се свака гасна смеша у атмосфери понаша као да је она сама присутна. Сагласно изразу (1.9), густина сваког гаса експоненцијално опада с висином али са различитим размером висине H. Густина тежих гасова опада брже него што је то случај са лакшим гасовима с размером висине који је обрнуто пропорционалан молекулској тежини. Насупрот молекуларној дифузији, у случају мешања делова гасова већих размера не долази до дискриминације по основу молекулске тежине. Унутар области где је овај процес доминантан, атмосферски садржај тежи да буде независан од висине.



Слика 1.4 Расподела притиска и густине ваздуха са висином

Мешање гасних компонената атмосфере у потпуности је условљено молекуларном дифузијом. Ниво који раздваја област доминације турбулентног мешања од молекуларног кретања назива се *турбопауза*. Она раздваја атмосферу на два слоја: 1) *хомосферу* – слој добре измешаности гасних компонената, који се налази испод ње и 2) *хетеросферу* која је изнад ње.

Састав доњих слојева хетеросфере углавном је условљен фотодисоцијацијом двоатомског кисеоника која даје велики број слободних атома кисеоника. На висини од око 120 km кисеоник је практично у атомском облику. На већим висинама се опажа повећано присуство лакших гасова. Концентрација најтежег од њих, двоатомског азота, опада с висином веома брзо. На око 500 km доминантно је присуство атомског кисеоника, док је присуство азота, хелијума и водоника уочено само у виду трагова. Изнад 1 000 km најприсутнији су хелијум и водоник.

3. ВОДЕНА ПАРА У АТМОСФЕРИ

Као што је већ истакнуто, водена пара представља једну од веома важних компонената атмосфере. На пример, она апсорбује Земљино зрачење повећавајући температуру нижих слојева атмосфере. Кондензацијом водене паре долази до образовања облака и падавина без којих је људска делатност тешко замислива, посебно у пољопривреди. Процеси кондензације и испаравања су праћени ослобађањем или пак апсорбовањем великих количина топлоте, што се видно одражава на енергетски биланс атмосфере.

Водена пара представља промењиви састојак атмосфере. Због њеног значаја и због потребе да се њено присуство у атмосфери детаљније опише, то ће бити учињено у посебној глави. Тај опис ће обухватити основне појмове и дефиниције, као и њену временску и просторну расподелу у атмосфери изнад разних природних површина.

Молекул воде је грађен у облику једнакокраког троугла са углом од 105° у врху где је смештен атом кисеоника. Дужина његових бочних страна је 0,096 nm, док основа има дужину од 0,154 nm. Код леда је тај распоред вредности нешто другачији. Угао при врху износи $109{,}5^{\circ}$, бочне стране су дугачке по 0,099 nm, док основа има дужину од 0,162 nm.

Молекули воде се под утицајем ултраљубичастог зрачења (таласних дужина мањих од 0,165 nm) или рендгенског зрачења разлажу на водоник H, хидроксилну групу OH и перохидроксил HO_2. У природној води су садржани просечно и следећи изотопи: H_2O^{18} (0,2%), H_2O^{17} (0,04%) и HDO (0,03%). Овај мали инвентар хемијских карактеристика воде завршићемо додајући још један податак. У атмосфери се осим воде налази и незнатан број њених димера $(H_2O)_2$, који су веома значајни у процесу кондензације или апсорбовања зрачења.

3.1 Елементи влажности ваздуха

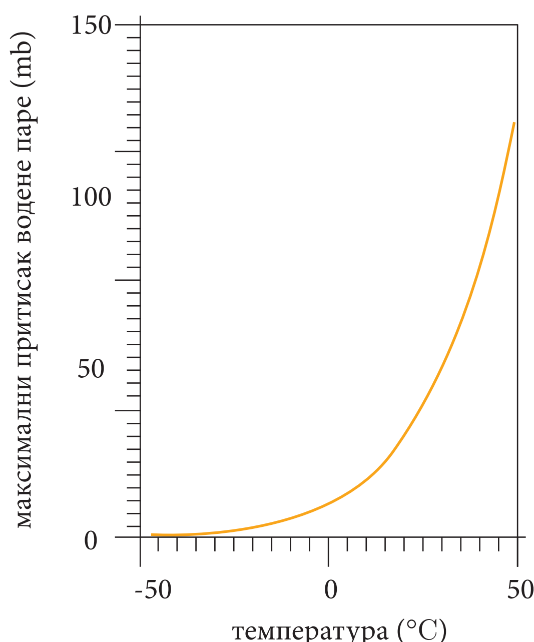
Количина водене паре у ваздуху представља влажност ваздуха. За квантитативно изражавање садржаја водене паре у атмосфери користе се разни показатељи.

Притисак водене паре e у ваздуху се изражава као и притисак ваздуха, у милибарима (или паскалима, Pa) и представља парцијални притисак водене паре која се налази у ваздуху. Највећи могући притисак водене паре при датој температури често се назива *максимални притисак*, који ћемо у даљем тексту обележавати са E. Он је функција температуре. Зависност максималног притиска водене паре E и E_1 од температуре сувог термометра t (°C) и влажног термометра t_1 (°C), редом (видети поглавље 5.2) може да се изрази преко Магнусових (Magnus) једначина

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{\alpha t}{\beta + t} + \gamma} \tag{1.10а}$$

$$E_1 = E_0 \cdot 10^{\frac{\alpha t_1}{\beta + t_1} + \gamma}, \tag{1.10б}$$

где је E_0 = 6,1094 mb, α, β и γ константе чије вредности зависе од тога да ли се максимални притисак водене паре рачуна у односу на воду ($t_1 > 0$ °C) или у односу на лед ($t_1 \leq 0$ °C). Бројне вредности ових константи износе: а) $\alpha = 7{,}5$; $\beta = 237{,}3$ °C ($t_1 > 0$ °C) и b) $\alpha = 9{,}5$; $\beta = 265{,}5$ °C ($t_1 \leq 0$ °C), док γ има вредност 0,786. На слици 1.5 је приказана зависност максималног притиска водене паре изнад равне површине чисте воде од температуре ваздуха. На 0 ºC максимални притисак износи око 6 mb. На температурама које су испод 0 ºC треба разликовати максимални притисак водене паре у односу на воду E_w и у односу на лед E_i. Он је у односу на лед мањи од максималног притиска водене паре у односу на воду. Разлика $E_w - E_i$ се мења у зависности од температуре, да би највећу вредност достигао при температури од –12 ºC. Напоменимо да се у метеоролошкој пракси често користи једна формула за приближно израчунавање максималног притиска водене паре.



Слика 1.5 Зависност максималног притиска водене паре у односу на равну површину чисте воде

Наиме, ако се температуре t_2 и t_1 ($t_2 > t_1$) не разликују много, онда за одговарајуће максималне притиске водене паре $E(t_2)$ и $E(t_1)$, редом, може да се сматра да је у важности приближна релација

$$E(t_2) = E(t_1)e^{\lambda_0(t_2 - t_1)}, \tag{1.11}$$

при чему константа λ_0 узима вредности 0,0727 °C^{-1}, 0,0670 °C^{-1} и 0,0620 °C^{-1} за температуре 0 °C, 10 °C и 20 °C, редом.

Айсолутна влажност a представља количину водене паре у kg која се садржи у 1 m^3 ваздуха и изражава се у kg m^{-3}.

Релативна влажност r је однос притиска водене паре која се налази у ваздуху и њеног максималног притиска при постојећој температури ваздуха, изражен у процентима

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%. \tag{1.12}$$

Дефицит засићености d представља разлику између максималног притиска водене паре при постојећој температури ваздуха и притиска водене паре садржане у ваздуху

$$d = E - e. \tag{1.13}$$

Сйецифична влажност q је количина водене паре, у килограмима, која се садржи у једном килограму влажног ваздуха. Ова бездимензиона величина се за практичне потребе израчунава преко релације

$$q = 0{,}622 \frac{e}{p - e}, \tag{1.14}$$

где је са p означен атмосферски притисак. Нису ретке прилике када се ова величина изражава и у g kg^{-1}.

Однос смеше f представља однос масе водене паре и масе сувог ваздуха у истој запремини. Однос смеше је величина која се као и специфична влажност q не мења при скупљању, ширењу, загревању и хлађењу ваздуха. Зато су обе ове величине веома употребљиве при решавању једначине дифузије, која је, опет, везана за објашњење многих процеса у атмосфери. За те, а и друге, потребе однос смеше се често добија преко релације

$$f = 0{,}622 \frac{e}{p - 0{,}378e}. \tag{1.15}$$

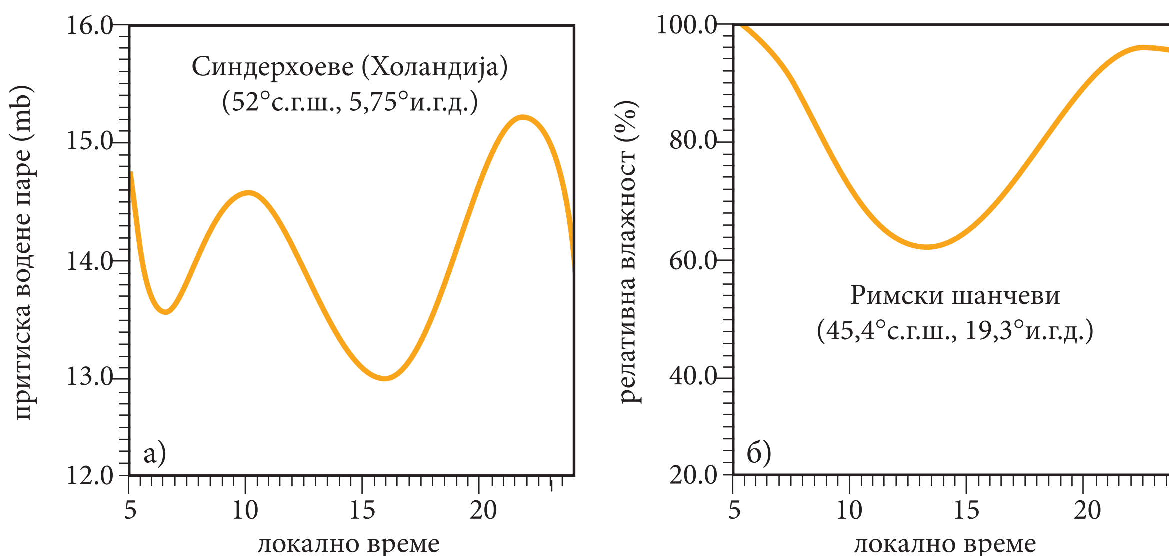
Тачка росе. Када је ваздух потпуно засићен воденом паром, онда се температура коју ваздух има назива тачком росе. Уколико је познат притисак водене паре, онда је тачку росе t_d (°C) могуће одредити и из израза (1.10) ако се E или E_1 замени са e, t са t_d, па се потом добијена једначина реши по t_d.

3.2 Дневни и годишњи ход притиска водене паре и релативне влажности ваздуха

Дневни и ӣодишњи ход водене ӣаре. У граничном слоју атмосфере може да се осмотри лепо изражен дневни ход притиска водене паре. Он се образује под утицајем дневних промена температуре на површини земљишта и интензивног турбулентног мешања којим се водена пара транспортује из нижих у више делове атмосфере.

Изнад мора и приобалних области притисак водене паре има једноставан дневни ход са једним минимумом пред излазак сунца и максимумом између 14 и 15 сати. Очигледно да је минимум условљен смањењем испаравања у време када и температура ваздуха има најнижу вредност. Током дана испаравање се повећава, а тиме и притисак водене паре. Интензивни турбулентни транспорт водене паре у више слојеве надокнађује се испаравањем првенствено са водених басена. Овакав дневни ход може да се осмотри и изнад копна.

У летњем периоду изнад копна дневни ход притиска водене паре пролази кроз два минимума и максимума. Минимуми се појављују пред излазак сунца и у интервалу од 15 до 16 сати, док се максимуми појављују у интервалима од 8 до 10 и од 20 до 22 сата (сл. 1.6а). Овакав ход може да се објасни на следећи начин. После изласка сунца

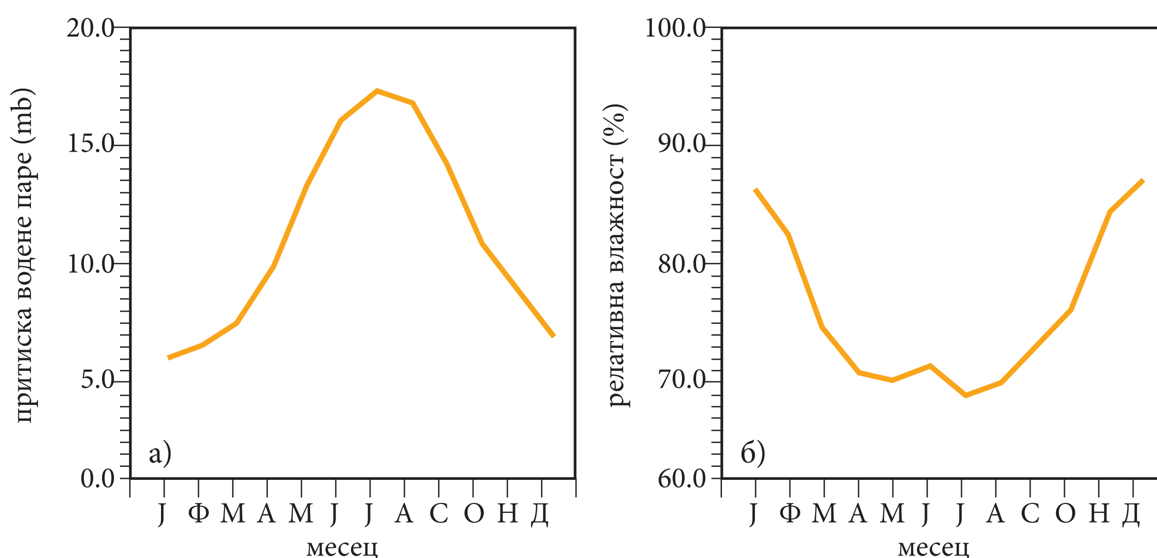


Слика 1.6 Дневни ход: а) притиска водене паре и б) релативне влажности ваздуха према Михаиловић и Румл (Mihailovic and Ruml, 1996)

температура површине земљишта се повећава што условљава повећање испаравања, а ово пак брзо повећава притисак водене паре. Овакав тренд се наставља до јутарњих сати (8–10 сати) тј. до периода док процес испаравања преовлађује у односу на процес турбулентног мешања и доста брзог преноса водене паре у више слојеве атмосфере. Настављањем овог процеса, одлажење водене паре из слојева атмосфере ближих површини земљишта не може да се надокнади испаравањем са ње, што доводи до смањења притиска водене паре. Тај минимум се појављује у временском интервалу од 15 до 16 сати, тј. у време када је

турбуленција најинтензивнија. После овог времена она почиње да слаби, али је површина земљишта довољно топла да подстакне испаравање и уношење у атмосферу нове количине водене паре која ће допринети повећању притиска водене паре. Тај пораст иде до појаве другог максимума, који се јавља у временском интервалу од 20 до 22 сата. Касније, па све до јутарњих сати, испаравање се осетно смањује, а одлазак водене паре у више слојеве атмосфере путем молекуларне дифузије и турбулентног мешања је знатно смањен. Ипак, и поред видљиве редукције, овим процесима одлажење водене паре се наставља, што доводи до смањења њеног притиска. У годишњем ходу притиска водене паре на северној полулопти појављују се минимум у јануару, а максимум у јулу (сл. 1.7а).

Дневно колебање притиска водене паре је више изражено изнад копна него изнад мора, а посебно током лета. Тада због интензивног турбулентног преноса водене паре и наглог раста максималног притиска водене паре долази до осетне разлике између максималне и минималне вредности релативне влажности.



Слика 1.7 Годишњи ход: а) притиска водене паре и б) релативне влажности ваздуха у Новом Саду (1949 – 1989. године)

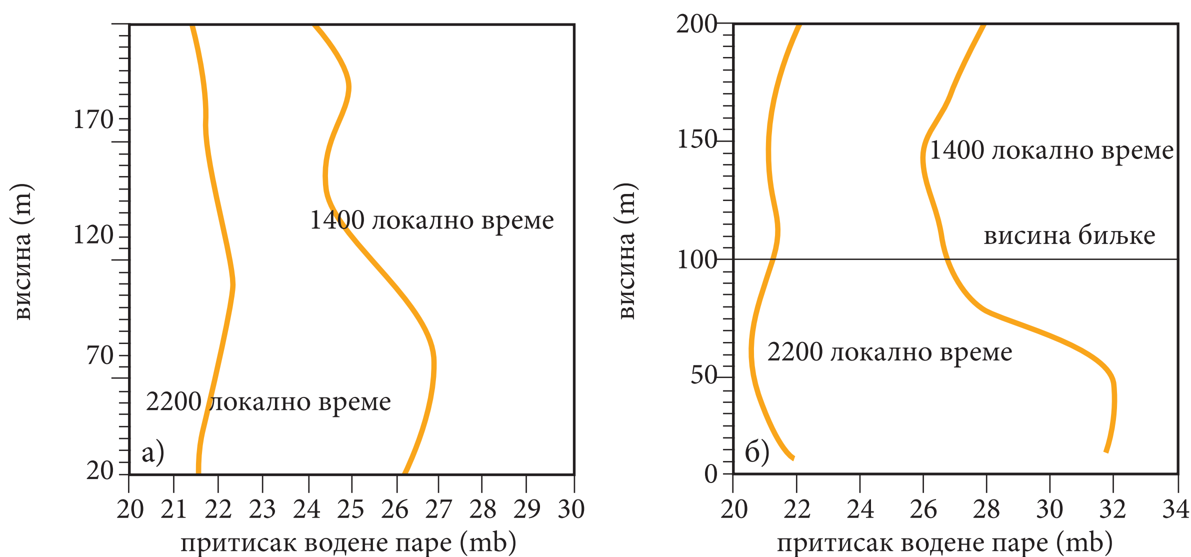
Дневни и годишњи ход релативне влажности. Дневни ход релативне влажности зависи од дневног хода притиска водене паре и максималног притиска водене паре. С повишењем температуре ваздуха повећава се интензитет испаравања са површине која се испарава, што за последицу има и повећање притиска водене паре. Међутим, максимални притисак водене паре расте много брже него притисак водене паре, тако да се са повишењем температуре површине која се испарава релативна влажност ваздуха снижава. Отуда и појава да у близини земљине површине релативна влажност има ход супротан ходовима температура ваздуха и површине која се испарава. Максимална вредност релативне влажности појављује се пред излазак сунца, док минимум наступа у интервалу од 15 до 16 сати (сл. 1.7б).

Подаци о просечним вредностима релативне влажности по месецима показују да њен годишњи ход пролази кроз максимум у јануару, а да минималну вредност достиже

у јулу (сл. 1.7б). И овај, као и дневни ход, супротни су одговарајућим ходовима температуре ваздуха. Овакав ход релативне влажности се често назива и *континенталии*. Међутим, у областима где током лета дувају ветрови с мора, максимум релативне влажности у годишњем ходу јавља се лети.

3.3 Утицај биљног покривача и градских услова на притисак водене паре и релативну влажност ваздуха

Биљни покривач осетно утиче на влажност ваздуха. Због биљне масе он се знатно више испарава него, на пример, голо земљиште, па отуда и повећан садржај водене паре у приземном слоју атмосфере изнад биљног покривача. Изнад њега је брзина ветра смањена, а то повлачи и слабији турбулентни транспорт водене паре у више слојеве, а самим тим и њено повећано присуство у слоју атмосфере непосредно изнад биљног покривача. Мерења показују да је притисак водене паре унутар биљног покривача већи него изнад њега, посебно у летњем периоду. Током дана притисак водене паре се смањује, идући од површине земљишта према вишим деловима биљног покривача. То смањење је током ноћи нешто спорије и у непосредној је вези с образовањем росе на површини биљног покривача (сл. 1.8б). Слична вертикална расподела притиска водене паре, тј. њено смањење са висином, може да се осмотри и изнад голог земљишта (сл. 1.8а). Биљни покривач има велики утицај и на релативну влажност. На пример, током сунчаног и ведрог летњег дана унутар склопа пшенице и ражи релативна влажност је 15–30% већа него на отвореном простору. У шуми је притисак водене паре током лета нешто виши него у пољу, али се та разлика не уочава у зимском периоду. Микрометеоролошким мерењима



Слика 1.8 Вертикална расподела притиска водене паре у ноћним и дневним сатима: а) изнад голог земљишта и б) изнад и унутар поља пшенице на Римским шанчевима (Михаиловић и др., 2008)

установљено је да разлика између релативних влажности ваздуха у крошњама дрвећа и на слободном простору у просеку износи 8–11%, а у неким случајевима и до 30%.

У урбаним срединама, а посебно у великим градовима, притисак водене паре и релативне влажности ваздуха су мањи у поређењу са њиховим вредностима на отвореном простору. Објашњење за овакав однос је једноставно. У урбаним срединама повећано је отицање воде после падавина, на пример, путем канализационе мреже. Осим тога, у градовима су осетно смањене површине под биљним покривачем, тако да је и по том основу испаравање веома мало – скоро занемарљиво.

3.4 Промена влажности ваздуха с висином

Као што је већ речено, водена пара у атмосферу долази са копна, воде или биљног покривача. Механизмом турбулентног мешања, она потом одлази у више слојеве тропосфере, па чак и у статосферу. Свакако да је интересантно сазнати како се елементи влажности мењају с висином. Можемо да будемо сасвим сигурни да промена притиска водене паре с висином зависи од: промене атмосферског притиска и температуре ваздуха с висином, степена развоја конвекције и турбулентног мешања, процеса кондензације и образовања облака. Због овако сложене зависности веома је тешко, ако не и немогуће, да се теоријски установи зависност притиска водене паре од висине.

У недостатку теоријски изведених зависности понуђено је неколико емпиријских формула, заснованих на резултатима мерења. Једна од често коришћених је и формула

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{z_H}}, \tag{1.16}$$

где су e_0 (mb) и e_z (mb) притисци водене паре на Земљиној површини и висини z (km), редом, док је z_H константа која износи 6,3 km. Једноставна инспекција ове формуле показује да је на висини од 6,3 km притисак водене паре десет пута мањи него на Земљиној површини. У поређењу с променом атмосферског притиска с висином ова промена је и четири до пет пута већа. Два су разлога овоме. Први лежи у чињеници да се слој ваздуха који непосредно належе на Земљину површину брзо и стално попуњава воденом паром која долази са различитих природних површина; у вишим слојевима атмосфере овај процес је знатно слабије заступљен. Други разлог је везан за промену температуре са висином. Њено смањење ограничава садржај водене паре, пошто на нижим температурама прво долази до засићења, а потом и кондензације водене паре.

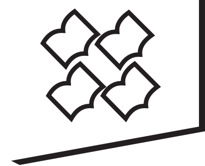
Притисак водене паре брже опада с висином изнад равничарских него изнад планинских области. Ово је сасвим разумљиво, пошто је изнад равне области извор водене паре удаљенији од неког нивоа у атмосфери него, пак, у планинским областима.

Специфична влажност q опада с висином спорије него притисак водене паре. Из израза (1.14) се јасно види и због чега, тј. ако се узме у обзир да атмосферски притисак p спорије опада с висином него што је случај с притиском водене паре e.

3.5 Географска расподела влажности ваздуха

Расподела садржаја (концентрације) водене паре на Земљи зависи од брзине испаравања у појединим областима и од преноса водене паре ваздушним струјањима, из једне области у другу. Географска расподела притиска водене паре углавном следи расподелу температуре ваздуха. Највеће вредности притиска водене паре могу да се осмотре у близини екватора, где њихове средње месечне вишегодишње вредности прелазе 20 mb, а у појединим месецима могу да буду веће и од 35 mb. Са повећањем географске ширине притисак водене паре опада. Зими је он нижи изнад континената него изнад мора и океана. У дубини континента, у хладнијој половини године, средње месечне вредности притиска водене паре у просеку износе око 10 mb. Овај контраст у расподели притиска водене паре изнад копна и океана и мора губи се током лета. Ово се објашњава чињеницом што, без обзира на високе вредности дефицита засићености $E - e$ изнад континента у поређењу с океанима, а које су условљене високим температурама, испаравање с копна је ограничено због ограниченог садржаја влаге у земљишту. То је разлог због чега притисак водене паре изнад континената не прелази његове вредности изнад водених површина.

Географска расподела релативне влажности има много сложенији карактер од расподеле притиска водене паре. У екваторијалним областима, због великог притиска водене паре релативна влажност достиже велике вредности, тако да средња годишња вредност достиже и 85%. Приближно исте вредности она достиже и у Северном леденом океану и његовом приобалном подручју. Има и таквих области где она има изузетно ниске вредности као, на пример, у пустињама средње Азије, где њене средње месечне вредности током лета достижу 15–20%.



ДЕО II

ТОПЛОТНИ ПРОЦЕСИ У АТМОСФЕРИ И НА ЗЕМЉИ

4. ОСНОВНИ ЗАКОНИ СТАТИКЕ АТМОСФЕРЕ. АТМОСФЕРСКИ ПРИТИСАК

Атмосфера је један сложен систем у ком се одигравају најразноврснији физички процеси који је понекад чине тешко доступном потпуном разумевању. Сви ти процеси се темеље на одређеним физичким законима, од којих су неки стално присутни када се тумаче одређена збивања у атмосфери. У овој глави опширније ћемо проговорити о неким од њих.

4.1 Једначина стања ваздуха

Честице гасова који чине атмосферу Земље се задржавају у њој услед деловања гравитационе силе. С друге стране, честице атмосфере, као и честице било ког гаса, крећу се хаотично тј. брзинама које се разликују по правцу, смеру и интензитету. У једном таквом систему састављеном од различитих гасова као што је атмосфера можемо да сматрамо да се она понаша као *идеалан гас*. Уколико се ослонимо на ову претпоставку чија је основаност потврђена за опсег температура које су уобичајене у атмосфери, онда за њу важи *једначина стања идеалног гаса* или једноставно *једначина стања*.

Једначина стања идеалног гаса је једначина стања теоретског идеалног гаса. Она уз неколико ограничења релативно добро описује понашање многих реалних гасова, под различитим условима. Овај закон је први објавио Клапејрон (Clapeyron) 1834. године, комбинујући Бојл–Мариотов (Boyle–Mariott) закон и Шарлов (Charles) закон. По њему, стање неке количине гаса се може одредити са притиском, запремином и температуром, при чему су ове величине повезане преко једначине

$$pV = NRT, \qquad (2.1)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: V је запремина гаса, а p његов притисак, N је број честица у гасу, R гасна константа, а T апсолутна температура гаса изражена у Келвинима. Овај закон може да се запише и на следећи начин

$$pV = nR^*T, \tag{2.2}$$

где је n број молова гаса, а R^* универзална гасна константа (8,314472 J mol^{-1} K^{-1}).

Често се једначина стања користи у тзв. *моларном облику*. Наиме, број молова n је једнак

$$n = m/\mu,$$

где је m маса гаса у килограмима, а μ молекулска тежина посматраног гаса дата, такође, у килограмима.

Ако у једначини (2.2) заменимо n, и ако узмемо у обзир да је густина ρ дефинисана као $\rho = m/V$, добијамо да је

$$pV = \frac{m}{\mu}R^*T \tag{2.3}$$

или

$$p = \rho\,\frac{R^*}{\mu}T. \tag{2.4}$$

Ако одредимо специфичну гасну константу R_{spec} као однос R^*/μ, добијамо да је

$$p = \rho R_{spec}T. \tag{2.5}$$

Овај, у метеорологији веома често коришћени облик, користан је јер повезује притисак, густину и температуру ваздуха.

За случај сувог ваздуха гасна константа R_{spec}, коју ћемо да обележимо са R_s, има вредност 287,05 J kg K^{-1}. Користећи ову константу и једначину стања (2.5), можемо да израчунамо густину сувог ваздуха ρ_s. Наиме, уколико се узме да је $t = 0$ °C, $p = 1013{,}250$ mb (овакви услови у атмосфери називају се и *нормални*), онда се уврштавањем ових вредности у (2.5) долази до вредности густине ваздуха $\rho_s = 1{,}2923$ kg m^{-3}. Ова вредност се често користи у рачунима разних намена. Додајмо да бројна вредност специфичне гасне константе за влажан ваздух R_v износи 461,51 J kg^{-1} K^{-1}.

Густина ваздуха ρ је једнака збиру густина сувог ρ_s и влажног ваздуха ρ_v, тј. $\rho = \rho_s + \rho_v$. Уколико густине изразимо преко једначине стања, налазимо да је

$$\rho = \frac{p - e}{R_sT} + \frac{e}{R_vT}, \tag{2.6}$$

где је e парцијални притисак водене паре у атмосфери. Имајући у виду да је $R_s = \frac{\mu_s}{\mu_v}$, где су μ_s и μ_v молекулске тежине сувог и влажног ваздуха, редом, после једноставног сређивања налазимо да једначина (2.6) може да се напише у облику

$$\rho = \frac{p}{R_s T}\left[1 - (1 - \frac{\mu_v}{\mu_s}) + \frac{e}{p}\right]. \tag{2.7}$$

И даље, ако се унесу бројне вредности за молекулске тежине (μ_s = 28,964 kg и μ_v = 18,016 kg), једначина (2.7) добија облик који се у метеорологији често користи

$$\rho = \frac{p}{R_s T}\left(1 - 0{,}378\,\frac{e}{p}\right). \tag{2.8}$$

Ова једначина може да се напише и на следећи начин

$$p = \rho R_s T_v, \tag{2.9}$$

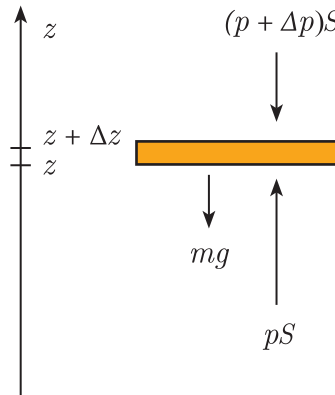
где је

$$T_v = \frac{T}{1 - 0{,}378\frac{e}{p}} \tag{2.10}$$

позната и као *виртуелна температура*. Она је једна фиктивна температура, коју би требало да има суви ваздух да би имао исту густину као и влажан ваздух при истом притиску. Влажан ваздух има мању густину него сув. Имајући то у виду, једноставна анализа једначине (2.10) јасно указује да је виртуелна температура ваздуха увек виша од актуелне температуре.

4.2 Хидростатичка једначина

Атмосфера је у непрестаном кретању. Међутим, сила која на слој ваздуха делује навише, услед смањења притиска с висином, у прилично је високом степену равнотеже са силом Земљине теже. Користећи се претпоставком да су ове две силе тачно у равнотежи, извешћемо једну веома важну једначину, при чему ћемо користити слику 2.1. Означимо са ρ густину атмосфере на висини z изнад нивоа мора. Надаље ћемо да сматрамо да се убрзање Земљине теже не мења брзо са висином. Уколико посматрамо слој атмосфере дебљине Δz и површине попречног пресека S, притисак атмосфере ће на његовој доњој страни бити p, а на горњој $p + \Delta p$. Уколико се претпостави да нема вертикалног кретања делова ваздуха, онда ће посматрани део ваздуха бити у статичкој равнотежи, одакле следи да су силе које делују на њега, по вертикали, у



Слика 2.1 Уз извођење хидростатичке једначине

потпуној равнотежи тј. $pS = mg + (p + \Delta p)S$. Ако се маса дела ваздуха у запремини $\Delta V = S\Delta z$ изрази преко густине, тј. $m = \rho S\Delta z$, претходни израз постаје

$$pS = \rho S\Delta z + (p + \Delta p)S, \tag{2.11}$$

што након сређивања даје

$$\Delta p = -\rho g\Delta z, \tag{2.12}$$

где знак минус изражава чињеницу да се притисак ваздуха смањује са висином. Једначина (2.12), ако пређемо у њен диференцијални облик, постаје

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho. \tag{2.13}$$

Једначина (2.13) је позната као *хидростатичка једначина*.

Узимајући за границе интеграције притисак $p(z)$ на висини z и притисак на горњој граници атмосфере $p(\infty)$, после интеграције једначине (2.13), и будући да је $p(\infty) = 0$, налазимо да је

$$p(z) = \int_z^\infty \rho g dz. \tag{2.14}$$

Из овог израза се види да је притисак на неком нивоу једнак притиску који врши тежина ваздушног стуба изнад тог нивоа.

4.3 Геопотенцијал

Услед дејства силе Земљине теже, око Земље су концентрично распоређене *геопотенцијалне* површине. У било којој тачки тог поља *геопотенцијал* је дефинисан као рад који треба да се изврши насупрот дејству Земљиног гравитационог поља да би се јединична маса ваздуха преместила са нивоа мора у ту тачку. Јединице геопотенцијала су $J\ kg^{-1}$ или $m^2\ s^{-2}$. Геопотенцијал $\phi(z)$ на висини z може да се изрази у облику

$$\phi(z) = \int_0^z g dz. \qquad (2.15)$$

где се по конвенцији узима да је геопотенцијал $\phi(0)$ на нивоу мора ($z = 0$) једнак нули. Истакнимо да геопотенцијал у било којој тачки атмосфере зависи само од висине те тачке, а не од дужине пута којим је јединична маса доспела у ту тачку. Из дефиниције геопотенцијала могуће је извести дефиницију још једне физичке величине – *геопотенцијалне висине* Z, као

$$Z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz, \qquad (2.16)$$

где је g_o неко средње убрзање силе Земљине теже узето за целу површину Земље (узима се да је $g_o = 9{,}81\ m\ s^{-2}$). У метеоролошким анализама геопотенцијална висина Z се често користи као вертикална координата.

z(km)	Z(km)	g($m\ s^{-2}$)
0	0,000	9,802
1	1,000	9,798
10	9,986	9,771
20	19,941	9,741
30	29,864	9,710
60	59,449	9,620
90	88,758	9,531
120	117,795	9,443
160	156,096	9,327
200	193,928	9,214
300	286,520	8,940
400	376,370	8,677
500	463,597	8,427
600	548,314	8,183

Табела 2.1 Вредности геометријске висине (z), геопотенцијалне висине (Z) и убрзања силе Земљине теже (g) на географској ширини од 40°

Из табеле 2.1 се јасно види да су вредности z и Z доста блиске у нижим слојевима атмосфере, где су блиске вредности које имају g и g_o.

Геопотенцијални метри се често користе за изражавање висина у метеорологији. Подаци о висинама изобарских површина добијају се коришћењем тзв. радиосондажних балона. Они, напуњени неким неутралним гасом, одлазе увис носећи комплет сензора за притисак, температуру и влажност, и опрему за емитовање. Њом се емитују подаци о ове три величине. Пријемна станица на тлу, поред тога што прима ове податке, прати и правац у коме се у разним тренуцима времена балон налази у односу на станицу. Из ових података о правцу у коме се креће балон израчунавају се правац и брзина ветра.

На основу података о температури и влажности у зависности од притиска израчунава се висина изобарских површина. Ово се ради за тзв. *стандардне изобарске површине*: 1 000 mb, 850 mb, 700 mb, итд., па се резултати одашиљу да би се потом унели у карте, као што су посматране карте наведених површина.

За ова израчунавања послужићемо се једним другим обликом хидростатичке једначине, до ког се долази када се у једначини (2.13) густина ρ елиминише преко једначине стања ваздуха (2.9) у којој фигурише виртуелна температура. После једноставних трансформација налазимо да је

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{pg}{R_s T_v}. \qquad (2.17)$$

Ако ову једначину интегришемо у границама између два нивоа притиска p_1 и p_2 са геопотенцијалним висинама Z_1 (нижа) и Z_2 (виша), лако се долази до релације

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_s}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T_v d\,(ln\,p). \qquad (2.18)$$

Ова једначина је позната и као *хипсометријска једначина.*

На основу теореме о средњој вредности интеграла из (2.18) следи

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_s}{g_0}\,\overline{T}_v ln\frac{p_1}{p_2}, \qquad (2.19)$$

где је $\overline{T}_v$ нека средња вредност виртуелне температуре у интервалу од p_1 do p_2, која се потом користи за одређивање тзв. *барометарске средње температуре.* На основу релације (2.18) у координатном систему ($ln\,p$, T) графичким поступком се одређује виртуелна температура $\overline{T}_v$. И уопште, за многобројне практичне послове у метеорологији користе се штампани дијаграми. На ове дијаграме унето је мноштво линија и бројних вредности потребних за разне примене. Међу овима се налазе и вредности разлика $Z_2 - Z_1$ за одређене парове стандардних изобарских површина. Ова разлика је функција само барометарске средње температуре. Стога, на средини одстојања између

изабраних стандардних површина на дијаграму су унете вредности $Z_2 - Z_1$, па се на тим местима могу директно очитавати те вредности када се процени вредност $\overline{T}_v$. Поменути дијаграми зову се *термодинамички дијаграми*. Један од њих који се доста користи у метеоролошкој пракси је *емаграм*.

4.4 Редукција атмосферског притиска на ниво мора

У планинским областима разлика у притисцима међу станицама је знатно већа него што може да се очекује с обзиром на њихове разлике у надморским висинама. Издвајање тих области или, тачније, делова поља притиска је готово незаобилазно при анализи пролаза временских система. Због тога је потребно да се притисци редукују на неки изабрани референтни ниво и некако је природно да је за тај ниво изабран ниво мора.

До формуле за редукцију притиска на ниво мора може да се дође и на следећи начин. Ако са индексима g и o обележимо услове на површини земљишта и површини мора ($Z = 0$), редом, за слој између нивоа мора и површине земљишта хипсометријска једначина (2.19) има облик

$$p_0 = p_g e^{\frac{Z_g}{\overline{H}}}, \tag{2.20}$$

где је са $\overline{H}$ означен размер висине који је једнак $R_s\overline{T}_0/g_0$. Овај израз показује како притисак na нивоу мора зависи од виртуелне температуре у слоју између тла и нивоа мора. За мале вредности Z_g размер висине могуће је проценити и на основу температуре на површини земљишта. И не само то. Како је $Z_g/\overline{H} \ll 1$, следи да се експоненцијални члан у (2.21) може заменити изразом $1 + Z_g/\overline{H}$. Пошто је за температуре осмотрене на Земљиној површини $\overline{H}$ приближно једнако вредности од 8 km, онда је ова апроксимација задовољавајућа за геометријске висине Z_g реда величине од неколико стотина метара. Уз уважавање учињене апроксимације, приближан облик израза (2.20) је

$$p_0 = p_g\left(1 + \frac{Z_g}{\overline{H}}\right). \tag{2.21}$$

Овај израз има једну врло практичну примену. Како је у домену његове примењивости $p_g \approx 1\,000$ mb и $\overline{H} \approx 8$ km, следи да је корекција притиска $p_o - p_g$ у милибарима грубо једнака $Z_g/8$. То значи да на сваких 8 m висине притисак опадне за 1 mb. На висинама већим од 1 km израз за корекцију има другачији облик, тако да нам на располагању стоји више израза за њено израчунавање.

4.5 Дневне промене атмосферског притиска

Атмосферски притисак у било којој тачки на Земљиној површини представља веома промењљиву величину. У основи, промене притиска су непериодичне и оне потичу из термичких или динамичких извора. Тако, на пример, неравномерно загревање и хлађење Земљине површине доводи и до промене притиска изнад разних области. Или, до промене притиска може да дође приликом продора топлих или хладних ваздушних маса при чему, ако се ради о продору хладне масе, њихова замена може да доведе до повишења притиска. Промена притиска у некој области може да буде диктирана и проласком циклона или антициклона преко ње. Ако је реч о циклону, онда притисак опада па расте или обрнуто ако је реч о антициклону. И поред непериодичности коју показују, промене притиска, ако се у обзир узму његове просечне осмотрене вредности, имају два хода – *дневни и годишњи*.

Дневни ход атмосферског притиска. У дневном ходу притисак показује два максимума и два минимума. Максимуми се појављују око 10 и 22 сата по локалном времену, док минимуми наступају око 4 и 16 сати. Дневни ход притиска је најуочљивији у тропским ширинама, где његова амплитуда достиже 3–4 mb. У умереним ширинама она износи 0,3–0,6 mb, уз напомену да је у вантропским ширинама дневни ход притиска прикривен непериодичним променама које су последица проласка циклона и антициклона. Осматрањима је уочено да је на свим ширинама дневни ход притиска несиметричан, тј. дневни минимум је више изражен него ноћни, док је јутарњи максимум уочљивији од вечерњег. Дневни минимум је проузрокован загревањем ваздуха, док је јутарњи максимум директно условљен његовим хлађењем. Појаве другог максимума и минимума могу да се објасне тзв. еластичним осцилацијама атмосфере које настају услед њеног загревања од стране Сунца, као и убрзавањем услед појаве резонанције.

Годишњи ход атмосферског притиска изразито зависи од физичко-географских услова. У умереним ширинама амплитуда годишњег хода притиска је већа него у екваторијалном појасу. Изнад континента ход је уочљивији него изнад океана, при чему они имају супротан карактер. Тако се код *континенталног типа* максимум појављује у току зиме а минимум у току лета, при чему у унутрашњости континента амплитуда може да достигне вредност од 25 до 30 mb. Код *океанског типа* годишњег хода атмосферског притиска максимум се појављује у лето, а минимум у зиму. Његова амплитуда иде и до 20 mb. *Поларни и субполарни типови* се одликују појавом максимума у априлу и појавом минимума у јануару или фебруару. У просеку, амплитуда код овог типа годишњег хода притиска износи 5–12 mb.

5. АДИЈАБАТСКИ ПРОЦЕСИ У АТМОСФЕРИ

Под *адијабатским* процесима у физици се подразумевају они процеси при којима се промена стања унутар затвореног система одвија на рачун његове унутрашње енергије. То надаље значи да у једном таквом систему нема размене топлоте са околином. Ови процеси заступљени су и у атмосфери. У њој адијабатске промене притиска могу да проузрокују значајне промене у температури и стабилности.

У овој глави пажњу ћемо задржати на суводијабатским и влажноадијабатским процесима, појму висине нивоа кондензације, као и термодинамичкој стабилности атмосфере.

5.1 Сувоадијабатски процеси

Рецимо да у једном тренутку делић ваздуха јединичне масе прими споља неку количину топлоте dQ. Та количина топлоте ће се утрошити на загревање ваздуха и на рад услед његовог ширења, тј.

$$dQ = c_v dT + p dV, \qquad (2.22)$$

где је c_v специфична топлота ваздуха при константној запремини која износи 718 J kg^{-1} K^{-1}, dT промена температуре, p притисак и dV промена запремине. Из једначине стања за суви ваздух ($pV = R_s T$) следи да је

$$d(pV) = d(R_s T)$$

и надаље

$$p dV + V dp = R_s dT. \qquad (2.23)$$

Комбинацијом једначина (2.22) и (2.23) добијамо да је

$$dQ = (c_{v\,+}\,R_s)\; dT - V dp. \qquad (2.24)$$

Уочимо и следећу импликацију која произилази из ове једначине. Ако се процес загревања ваздуха одиграва при константном притиску ($dp = 0$), следи да је

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{p=const} = c_v + R_s = c_p, \tag{2.25}$$

где је са c_p означена специфична топлота ваздуха при константном притиску. Доста једноставно, уз уврштавање бројних вредности за c_v и R_s у (2.25), налазимо да је бројна вредност за c_p једнака 1 004 J $\mathrm{kg^{-1}\,K^{-1}}$.

Размотримо сада адијабатски процес полазећи од једначине (2.24). Пошто код њега нема размене топлоте с околином ($dQ = 0$), онда ова једначина добија следећи облик

$$c_p dT = V dp. \tag{2.26}$$

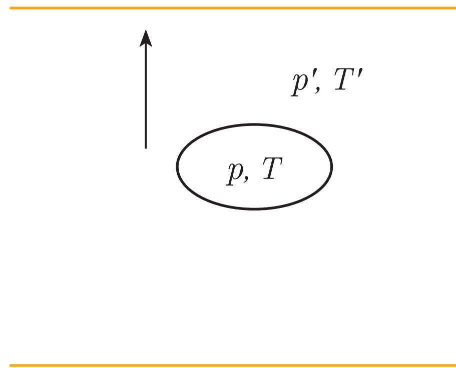
Из ове једначине запремина V може да се елиминише из једначине стања тј. $V = R_s T/p$. Коначно, заменом за V у (2.26) долазимо до једначине

$$c_p dT = R_s T \frac{dp}{p}. \tag{2.27}$$

Уколико са p_o и T_o означимо притисак и температуру делића ваздуха на неком референтном нивоу, на пример нивоу мора, онда интеграцијом последње једначине налазимо да је

$$T = T_0 \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R_s}{c_p}}. \tag{2.28}$$

У метеорологији се константа R_s/c_p скоро увек обележава грчким словом χ. За суви ваздух њена вредност износи 0,2857. Једначина (2.28) назива се *Поасонова* (*Poisson*) *једначина*. Она описује промену стања сваког делића ваздуха при адијабатском скупљању (и загревању) или ширењу (и хлађењу).



***Слика 2.2* Уз извођење израза за сувоадијабатски градијент**

У атмосфери се одигравају, а у метеорологији описују, адијабатски процеси у узлазним и силазним струјањима ваздуха. До тога како се мења температура ваздуха унутар његових делића можемо да дођемо и на следећи начин. Нека је у неком слоју атмосфере температура T' (сл. 2.2). Нека се кроз уочени слој адијабатски уздиже делић ваздуха, што је такође назначено на слици. Претпоставимо да је притисак p унутар делића једнак притиску p' непокретног ваздуха који окружује честицу. Или, још прецизније, могли бисмо такво стање да назовемо и квазистатичко. У том случају промена притиска у уоченом слоју према хидростатичкој једначини износи

$$\frac{dp}{p} = -g\frac{p'}{R_s T'}. \tag{2.29}$$

Из ове, као и из једначине (2.27), уз уважавање претпоставке да је стање квазистатичко, лако се долази до релације за промену температуре уздижућег делића ваздуха са висином dT/dz, тј.

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}\frac{T}{T'}. \tag{2.30}$$

Величина

$$\frac{g}{c_p} \equiv \gamma_a \tag{2.31}$$

назива се *сувоадијабатски вертикални градијент температуре* или кратко *сувоадијабатски градијент.* Видимо да је ова вредност опадања температуре при адијабатском кретању по јединици промене висине константна. Стављајући за g вредност 9,80665 m s^{-2}, налазимо да је $\gamma_a = 0,9757 \cdot 10^{-2}$ K m^{-1} или, приближно, 0,98 K/100 m. Значи, ако узмемо да је $T/T' \approx 1$, при адијабатском уздизању ваздуха, без ослобађања топлоте кондензације, температура ће опадати око 1 K (или 1 °C) на сваких 100 m висине. Обрнуто, при спуштању, за исти износ она ће да расте.

Адијабатска кретања су значајна за разумевање разних процеса у атмосфери. Она описују промене због чисто динамичких разлога, док одступања од адијабатских кретања показују утицај ослобађања латентне топлоте, зрачења и транспорта топлоте провођењем. Због ових а и других разлога, дефинисана је и често се користи и *потенцијална температура.* То је температура коју би делић ваздуха добио ако би адијабатским путем био доведен на неки стандардни ниво константног притиска. Обично се за овај стандардни притисак p_o узима притисак од 1 000 mb. Из једначине (2.28) налазимо да је потенцијална температура θ на неком нивоу притиска p једнака

$$\theta = T\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\chi}. \qquad (2.32)$$

Потенцијална температура се назива конзервативном величином, остајући све време иста и ако се стање мења адијабатски. Преко ове величине се на термодинамичком дијаграму графички прате процеси у вези са вертикалним кретањима при којима је потенцијална температура константна.

5.2 Температура влажног термометра

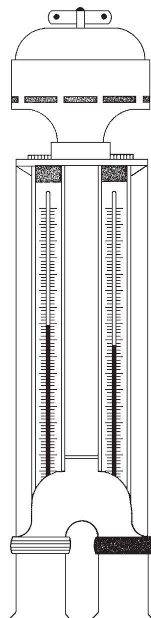
У претходној глави упознали смо неколико величина преко којих може да се изрази влажност ваздуха. То су биле специфична влажност, апсолутна влажност, релативна влажност, однос смеше, тачка росе и дефицит засићености. Са практичне тачке гледишта у метеоролошкој пракси веома је важна још једна величина, која уз податак о температури изражава садржај влажности. То је *температура „влажног термометра”* T_1. Она може да се дефинише на следећи начин. То је температура која се оствари ако се при сталном притиску делић ваздуха доведе у стање засићења, а да се при томе латентна топлота, потребна за испаравање, узима од делића. Тако је температура влажног термометра T_1 дефинисана релацијом

$$(m_s + m_{\mathrm{v}})c_p(T - T_1) = \lambda\,[m_{\mathrm{v}p}\,(T_1) - m_{\mathrm{v}}], \qquad (2.33)$$

где је m_s укупна маса састојака сувог ваздуха која се налази у одређеној запремини, m_v маса водене паре у одређеној запремини и $m_{\mathrm{v}p}$ маса водене паре у одређеној запремини засићеног ваздуха, док је са λ означена латентна топлота испаравања, чије ће значење бити детаљније описано у поглављу 10.2. Дељењем (2.33) sa m_s добијамо

$$(1 + f)c_p(T - T1) = \lambda\,[f_s\,(T_1) - f]. \qquad (2.34)$$

Напоменимо да у последњој једначини f представља однос смеше који је дефинисан преко израза (1.15), док је f_s однос смеше засићеног ваздуха. Његова вредност се добија када се у изразу (1.15) уместо притиска водене паре e стави његова максимална вредност E. То надаље значи да се на основу познавања T_1, p, T и функција температуре присутних



Слика 2.3 Психрометар са аспиратором (Михаиловић, 2008)

у овим једначинама, *E(T)* и *λ(T)*, може израчунати парцијални притисак водене паре *e*. Овај метод се користи за одређивање притиска водене паре и/или релативне влажности при мерењима на метеоролошким станицама или на неким другим местима. Температура влажног термометра мери се разним врстама термометра, са резервоаром обавијеним крпицом која се влажи на погодан начин. Пошто је истовремено потребно познавати и температуру, овај *„влажни термометар"* поставља се у пару са обичним термометром. Таква комбинација се назива *психрометар*. На слици 2.3 је приказан један психрометар са аспиратором. У њему ваздух, вучен аспиратором који се механички навија, струји преко претходно овлажене крпице. Психрометар приказан на слици је стандардни инструмент за мерење влажности на метеоролошким станицама, мада има и других комбинација које су направљене ради мерења на разним местима.

5.3 Влажноадијабатски процеси

Промена стања делића засићеног ваздуха изгледа нешто другачије него што указује једначина (2.30). При смањењу запремине ваздух се загрева престајући да буде засићен, тако да се температура понаша према једначини (2.28). Обрнуто, при ширењу долази до његовог хлађења и започиње процес кондензације. Ослобођена латентна топлота кондензације (видети поглавље 10.2) ће успоравати хлађење ваздуха, тако да једначина (2.28) престаје да буде у важности. Топлота *λ* која се ослобађа при кондензацији водене паре у воду може за практичне потребе да се одреди и из емпиријске формуле

$$\lambda = a - bt, \qquad (2.35)$$

где је $a = 2{,}50084 \cdot 10^6$ J kg^{-1}, $b = 0{,}00237 \cdot 10^6$ J kg^{-1} ^{o}C^{-1}, t температура у ^{o}C на којој долази до кондензације.

Иначе, при процесу сублимације на температури од 0 ^{o}C при преласку паре у лед ослободи се $\lambda = 2{,}8345 \cdot 10^6$ J kg^{-1}. Приметимо да се под појмом сублимације у нашем разматрању подразумева прелаз из гасовитог у чврсто стање, будући да ово, из историјских разлога, важи за метеорологију јер се у свим другим наукама под тим именом подразумева обрнут процес. При уздизању делића ваздуха у једном тренутку доћи ће до засићења у односу на равну површину чисте воде. Ниво на ком долази до ове појаве назива се *адијабатски ниво кондензације* или скраћено *ниво кондензације.* Као и при анализи која је довела до сувоадијабатског градијента температуре, сматра се да се приликом уздизања делић не меша са околним ваздухом, тако да се његов однос смеше неће мењати. Не треба испустити из вида да и даље важи претпоставка да се делић ваздуха уздиже кроз околну атмосферу без мешања са околним ваздухом. Међутим, и поред тога што делић ваздуха увлачи и незанемарљиве количине ваздуха, стварни ниво кондензације не мора много да се разликује од адијабатског нивоа кондензације.

Када делић достигне свој ниво кондензације, даље уздизање доводи до кондензације водене паре и ослобађања латентне топлоте. Због ослобађања латентне топлоте, хлађење делића ваздуха се смањује. У овом процесу, који ћемо сада да посматрамо, постоје две крајње могућности када је у питању учешће кондензоване водене паре, тј. течне воде или леда, у даљем хлађењу. Једна крајња могућност је да се кондензована вода подиже и хлади заједно са делићем ваздуха. Пошто у том случају нема транспорта топлоте кроз границе делића, онда се процес може сматрати адијабатским. Овакав процес се назива *засићено-адијабатски процес.* Друга крајња могућност је да кондензована вода одмах напусти делић, па према томе да не учествује у даљем хлађењу. Овакав процес назива се *псеудоадијабатски.* То је разлог што нећемо да правимо разлику између ова два крајња случаја, него ћемо те процесе називати једним именом тј. *влажноадијабатски процес.*

Градијент температуре при засићено-адијабатским процесима може опет да се установи и из релације (2.22), којом се описује први принцип термодинамике. Међутим, уз употребу релација (2.23) и (2.25) ми ћемо га написати у облику

$$dQ = c_p dT - V dp, \qquad (2.36)$$

с тим што сада треба да узмемо у обзир да доведена топлота по јединици масе није једнака нули већ λdf_s, где df_s представља промену односа смеше засићеног ваздуха при промени температуре dT. Занемарујући разлику између густине делића и густине околине и уз употребу једначина (2.9) и (2.13), долазимо до релације

$$-\lambda df_s = c_p dT + g dz.$$

Како је f_s функција температуре а не висине, за даље разматрање упутније је да ову једначину напишемо у облику

$$-\lambda \frac{df_s}{dT} dT = c_p dT + g dz,$$

тако да после дељења са dz и решавања по dT/dz добијамо да је

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{\dfrac{g}{c_p}}{1 + \dfrac{\lambda}{c_p}\dfrac{df_s}{dT}}. \tag{2.37}$$

Величина dT/dz, коју ћемо да обележимо са γ_v, позната је као *влажноадијабатски вертикални градијент температуре* или кратко *влажноадијабатски градијент*. У бројиоцу последњег израза лако се уочава сувоадијабатски вертикални градијент температуре $\gamma_a = g/c_p$. Међутим, како је df_s/dT веће од нуле, влажноадијабатски градијент је мањи од γ_a.

$$\frac{\gamma_a}{1 + \dfrac{\lambda}{c_p}\dfrac{df_s}{dT}} \equiv \gamma_v \tag{2.38}$$

Стварне вредности γ_v су у великој мери зависне од промене df_s/dT. Оне су доста велике у близини тла када је ваздух веома топао, док су блиске нули за мале температуре, када ваздух не може више да садржи много водене паре. Иначе, γ_v се креће од око 0,4 °C/100 m до типичних вредности од 0,6–0,7 °C/100 m, па и више. При веома ниским температурама допринос другог члана у бројиоцу (2.38) постаје незнатан, па је γ_v веома близак γ_a.

5.4 Висина нивоа кондензације

Узлазна струја ваздуха се хлади и на некој висини h достиже стање засићености. Као што је већ речено, обично се тај ниво назива ниво кондензације. Посматрајмо делић ваздуха који се уздиже од површине тла ($z = 0$), пошавши од стања у ком је имао: температуру t_0 (°C), притисак p_0, релативну влажност r_0, притисак водене паре e_0 и тачку росе t_{d0}. Он са собом носи и водену пару, чији ће притисак e_h на нивоу кондензације износити $e_h = e_0\,(p_h/p_0)$, где је p_h притисак на том нивоу. При малим разликама између

тачке росе t_{d0} и тачке росе t_{dh} на нивоу кондензације однос притисака водене паре e_h и e_0 сагласно релацији (1.11) може да се напише у облику

$$\frac{e_h}{e_0} = \mathrm{e}^{\lambda_0 (t_{dh} - t_{d0})}. \tag{2.39}$$

Како је $e_h/e_0 = p_h/p_0$, уз уважавање барометарске формуле по којој је $p_h/p_0 = e^{-h/H}$ и израза (2.39), налазимо да је

$$\lambda_0 (t_{d0} - t_{dh}) = \frac{h}{H}. \tag{2.40}$$

Ниво кондензације ће бити достигнут тамо где се адијабатским хлађењем температура снизи са t_{d0} на t_{dh} тј. на висини $h = (t_0 - t_{dh})/\gamma_a$. Овај израз може да се напише и у нешто проширенијем облику, тј.

$$h = \frac{t_0 - t_{d0}}{\gamma_a} + \frac{t_{d0} - t_{dh}}{\gamma_a},$$

тако да заменом његовог другог члана са десном страном израза (2.40), подељеног са λ_0, долазимо до једначине која је лако решива по h, тј.

$$h = \frac{t_0 - t_{d0}}{\gamma_a \left[1 - \dfrac{1}{\lambda_0 \gamma_a H} \right]}. \tag{2.41}$$

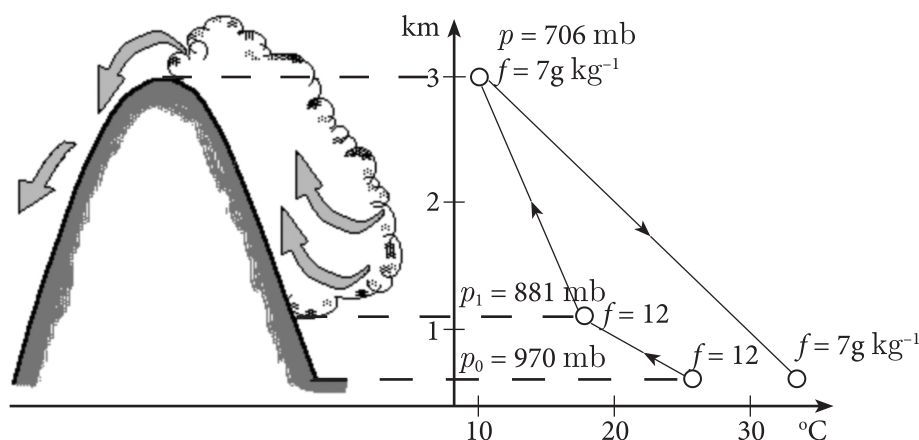
Ова упрошћена формула се користи за процену висине нивоа кондензације на основу температуре измерене при површини земље. Осматрањем гомиластих облака који се образују при узлазним струјањима ваздуха може се уочити да је њихова доња основа равна и да се налази на висини нивоа кондензације. Та висина је мања што је релативна влажност r_0 већа. На пример, када је $r_0 = 75\%$ над Москвом, доња база ових облака је на висини $h = 1$ km, док је над хладном степом та висина око 2 km при вредности r_0 од 32%.

5.5 Фен

Постоји више, рекло би се „школских", примера који се могу подвести под временске процесе који су узроковани суво и влажноадијабатским процесима. Свима је добро познато да се падавине из облака, мало поједностављено говорећи, формирају дизањем влажног ваздуха топлијег од околине. Ништа мање је позната појава падавина на „наветреној" (окренутој ветру) страни планина, и топлијег и сувљег времена на другој,

„заветреној" страни. Ове појаве се јављају приликом пребацивања ваздуха преко већих планинских препрека.

Међутим, један од сликовитијих примера адијабатских процеса у атмосфери је ветар *фен* (немачки: föhn). Он настаје у планинским областима када ваздушна струја на свом путу наиђе на планинску препреку. Том приликом она се уздиже и хлади на њеној



Слика 2.4 Шеме настанка фена (лево) и крива стања ваздуха (десно)

наветреној страни. На нивоу кондензације и већим висинама долази до кондензације водене паре донете ваздушном струјом, што за последицу има излучивање кише и снега и надаље смањење односа смеше.

Када се ваздушна струја пребаци преко врха и почне да се спушта низ заветрену страну, облачне капљице почињу да се брзо испаравају. Тада се облак на заветреној страни уочава као један талас испружен дуж ње. Силазна струја ваздуха ће да се загрева по сувоадијабатском градијенту, однос смеше се неће мењати, а релативна влажност ће почети нагло да се смањује. На слици 2.4 је приказан један рачунски пример настанка фена. У почетном тренутку, на висини од 300 m, струја ваздуха је имала следеће елементе: p_0 = 970 mb, t_0 = 25 °C и релативну влажност од r_0 = 60% уз однос смеше f_0 = 12 g kg^{-1}, да би ниво кондензације достигла на висини од 1 140 m. На врху планине, на висини од 3 000 m, притисак се смањује до 706 mb, температура до 8,1 °C, а однос смеше до 7,0 g kg^{-1}. То практично значи да се из сваког килограма ваздуха излучи 12,0 – 7,0 = 5,0 g кише. Када се струја ваздуха спусти до висине од 300 m, његова температура се повиси до 8,1 + 27 · 0,98 = 34,6 °C, што је за 10 °C више од његове почетне температуре, уз смањење релативне влажности до 20%.

Фен се обично везује за Алпе, где се појављује у хладнијем добу године, нпр. зими и у пролеће. Тада се релативно топао и влажан ваздух који долази с југа пење преко Алпа и после пребацивања преко њих на северу јавља као сув и маховит ветар. Фен може да доведе до наглог топљења снега и других карактеристичних појава у овим

областима. Примера фенског ефекта има доста. Ми ћемо навести само два: топао и понекад веома интензиван ветар по источним падинама Стеновитих планина по имену *чинук* (chinook) и *кошава*, источни и југоисточни ветар у североисточним областима Србије. Кошава, супротно уобичајеним представама, доноси нешто топлије време због спуштања ваздуха преко Карпата након уздизања на њиховој источној страни.

Још један допринос утицаја адијабатског уздизања ваздуха на време јавља се у Црној Гори тј. на њеним обалама. Тамо југозападни ветар наилази на планине, уздиже се излучујући падавине на наветреној страни, а потом се пребацује преко њих. У заветреном делу, зими када се ово дешава, веома је топло са температурама од око 15 °C, па чак и више.

На крају истакнимо и следеће. Појава падавина на наветреној страни планина је евидентна чињеница. Међутим, да би дошло до формирања падавина, није довољно да ваздух достигне ниво кондензације и потом се даље подиже. Механизми формирања кишних капи захтевају извесно време, о чему ће речи бити касније.

5.6 Термодинамичка стабилност у атмосфери

Претпоставимо да је *вертикални температурни градијент*

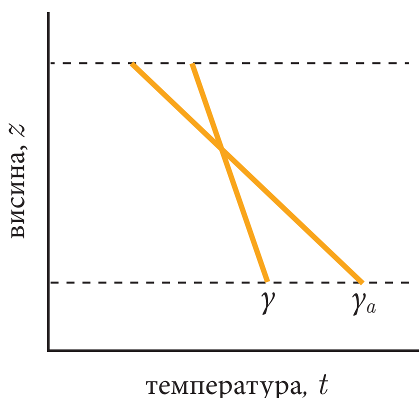
$$\gamma = -\frac{\partial t}{\partial z} \tag{2.42}$$

на неком месту мањи од сувоадијабатског градијента γ_a и нека на неком месту делић ваздуха буде покренут навише. При кретању увис његов притисак ће се мењати по једначини статике, док ће му температура опадати по сувоадијабатском градијенту, а то значи и брже од температуре околине. Ова ситуација је шематски приказана на слици 2.5. Делић који се у почетку налази у пресеку две праве, при кретању увис постаје хладнији од околног ваздуха, дакле и гушћи, па због тога тежи да се врати на свој почетни положај. Очигледно је да мали поремећај неће моћи да доведе до већих промена у положају делића. Ова ситуација назива се *статичка стабилност ваздуха*. Изложено разматрање може да се изврши за случај када је вертикални градијент температуре већи од сувоадијабатског. У том случају делић ваздуха покренут навише ће постати топлији од околног ваздуха, тако да ће наставити да се креће све више увис. У овом случају реч је о *статичкој нестабилности*. Није тешко закључити да када су горе наведена два градијента једнака, ситуација може да се дефинише као *статичка индиферентност*.

Резиме претходних разматрања могао би да се запише и на следећи начин

$$\gamma \begin{cases} < \gamma_a & \text{статички стабилан} \\ = \gamma_a & \text{статички индиферентан} \\ > \gamma_a & \text{статички нестабилан} \end{cases}$$

У тзв. „слободној” атмосфери, тј. далеко од тла, ваздух није у уочљивој мери статички нестабилан. Нестабилна стратификација, уколико се појави, бива угушена вертикалним мешањем, па и тамо где се појави у мањој мери. Појава нестабилне стратификације углавном је везана за простор у близини површине земљишта, као последица интензивног загревања ваздуха од тла, али и због чињенице да близина подлоге спречава и интензивније вертикално мешање ваздуха.



Слика 2.5 Шематски приказ статичке стабилности ваздуха

При стабилној стратификацији, ако дође до присилног вертикалног померања делића, можемо очекивати да он при враћању прође равнотежни положај тј. да дође до осциловања делића. На пример, када се ваздух уздиже и хлади уз планинску препреку. По пребацивању преко ње може да дође до осциловања хладног ваздуха, што за последицу има формирање облака иза планине. Ти облаци могу да се препознају по карактеристичном „сочивастом” облику. Степен стабилности ваздуха зависи од вредности вертикалног градијента температуре $\gamma = -\partial t/\partial z$; што је он мањи, већа је и стабилност, па су вертикална кретања у знатној мери сузбијена. Стабилност је посебно изражена код инверзије, појаве коју карактерише пораст температуре са висином. Оне се типично јављају при тлу при мирном времену ноћу и зими, а последица су интензивног хлађења тла. Овакве ситуације су напросто идеалне за нагомилавање штетних састојака ваздуха. Ако је, услед присуства планина, отежано и хоризонтално кретање ваздуха, скоро да су створени идеални услови за повећану загађеност ваздуха. Места која су смештена у котлинама, ако у њима има доста извора загађења, изложена су овој врсти опасности (нпр. Анкара и Сарајево, или код нас Бор).

6. СУНЧЕВО ЗРАЧЕЊЕ

Готово сав транспорт енергије између Земље и васионског простора одиграва се путем зрачења. Земља и њена атмосфера непрекидно апсорбују Сунчево зрачење. С друге стране, Земља и атмосфера непрекидно емитују зрачење у простор. Посматрајући Земљу и атмосферу као целину, у просеку током времена примљено и емитовано зрачење се скоро потпуно компензују, мада на појединим местима и у неким временским интервалима разлике између примљеног зрачења могу бити знатне. Ове разлике су од основног значаја за одвијање процеса у атмосфери и океанима. Оне доводе до загревања и хлађења ваздуха и воде, чиме се ствара или одржава потенцијална енергија која се претвара у кинетичку енергију ваздуха и воде. Тако, често се сликовито каже да Сунце својим зрачењем покреће атмосферу Земље, или да је атмосфера једна џиновска топлотна машина. Отуда, за суштинскије проучавање атмосфере неопходно је познавати фундаменталне законе зрачења и стећи квалитативну представу о томе шта се са зрачењем догађа, просторно и временски, када оно пристигне на Земљу.

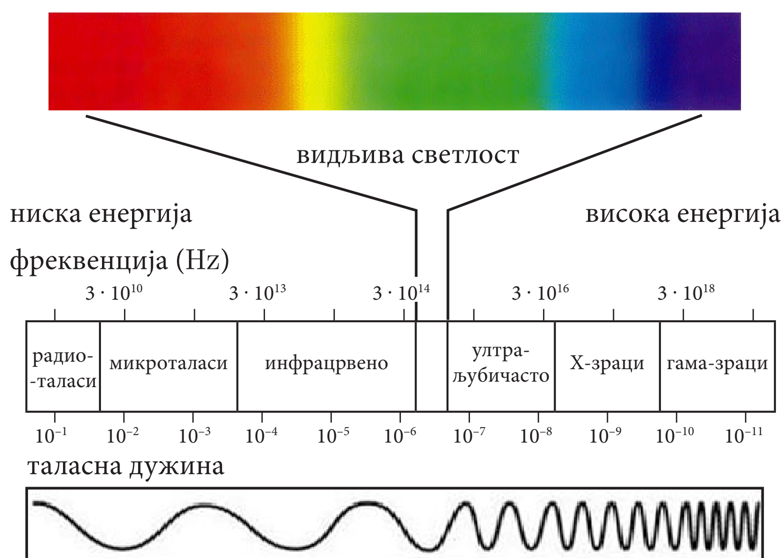
Ова глава је посвећена Сунчевом зрачењу тј. његовом извору и транспорту на Земљу, као и реаговању атмосфере и Земље на његову апсорпцију, уз кратак преглед и опис оптичких појава у атмосфери. На самом крају ћемо се позабавити кратким приказом поступка за трансформацију Сунчеве енергије у електричну и друге видове енергије који се непосредно користе у човековој делатности.

6.1 Спектар електромагнетног зрачења

Основни механизам којим се преноси енергија у атмосфери је распростирање *електромагнетног зрачења*. Оно се преноси електромагнетним таласима исте брзине простирања која одговара *брзини светлости*. Брзина светлости у вакууму, а приближно и у ваздуху, износи око $3 \cdot 10^8$ m s^{-1}. Видљива светлост, гама-зраци, рендгенски зраци, ултраљубичасто и инфрацрвено зрачење, микро радио-таласи, телевизијски сигнали и радио-таласи сачињавају *електромагнетни спектар* (слика 2.6).

У електромагнетном спектру налази се област са фреквенцијама од 0,40 до 0,76 μm, на које реагује човеково око. Отуда и назив те области – *видљива област* електромагнетног спектра. Иначе, човеково око не реагује на електромагнетне таласе чије су таласне дужине веће од 0,76 μm или мање од 0,40 μm. Горња граница видљивости је и граница области где се налазе таласи *ултраљубичастог зрачења.* Насупрот горње границе видљивости, а иза доње границе видљивости, налази се област са таласима инфрацрвене светлости или *инфрацрвеног зрачења.* Иза ове области налази се област *микро радио-таласа* са таласном дужином од 30 cm до 1 mm. Није наодмет да се истакне да су за

пренос зрачне енергије у атмосферама планета најважније спектралне области између ултраљубичастог зрачења и микро радио-таласа.



Слика 2.6 Спектар електромагнетног зрачења

Рендгенска област електромагнетног спектра састављена је од таласа са таласним дужинама од 10^{-2} до 10 nm и ослања се на ултраљубичасту област спектра. *Гама-зраци* заузимају област највиших таласних дужина од 10^{-4} до 10^{-2} nm и више. На другом крају спектра су таласи *телевизијских сигнала* са таласним дужинама од 1 до 1 000 m. Таласне дужине радио-таласа су највише у спектру и веће су од 1 000 m.

Електромагнетни таласи, осим преко таласне дужине, могу се описати и преко фреквенције. Фреквенција ν и таласна дужина λ повезане су релацијом

$$\lambda = \frac{c}{\nu}, \tag{2.43}$$

где је *c* брзина светлости у вакууму. Ова формула је у важности за све врсте таласа. Иначе, за описивање таласа већих таласних дужина, на пример у инфрацрвеној области, користи се и *таласни број*. Таласни број $\hat{k}$ је дефинисан као реципрочна вредност таласне дужине тј.

$$\hat{k} = \frac{1}{\lambda}. \tag{2.44}$$

6.2 Основни закони зрачења

Свако зрачење проузрокује губитак енергије тела које га емитује. Како се у метеорологији углавном разматрају случајеви топлотног зрачења, онда енергија зрачења представља део унутрашње енергије. При зрачењу се унутрашња енергија смањује, што доводи до смањења температуре тела. Међутим, губитак енергије *емисијом* тело надокнађује *айсорйцијом* енергије од средине која га окружује. Дакле, промена топлотног стања тела због зрачења условљена је разликом између емитоване и апсорбоване енергије. Свакако да је најједноставнија манифестација односа емитоване и апсорбоване енергије *равнотежно тойлотно зрачење*, које се карактерише једнаким износом емитоване и апсорбоване енергије, при чему се топлотно стање тела не мења. Међутим, свима је добро позната чињеница да, по правилу, зрачење у природи има неравнотежни карактер. Ипак, ако се промене температуре тела одигравају довољно споро, онда је сасвим оправдана претпоставка да ће закони *неравнотежной зрачења* бити блиски законима који описују равнотежно зрачење.

Да би се описало зрачење које се емитује, у метеорологији се најчешће користи величина *интензитет емитованой зрачења I*, која представља количину зрачења која протекне кроз нормално постављену јединичну површину у јединичном просторном углу у јединици времена и која се изражава у $Wm^{-2}sr^{-1}$. Уз ову, често се користи и величина *интензитет емитованой зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина* I_λ, која се изражава у $Wm^{-2}sr^{-1}\,\mu m^{-1}$. На овом месту ћемо да истакнемо следећу чињеницу. Наведена дефиниција интензитета зрачења (види поглавље 6.11) је општеприхваћена у физици зрачења. Међутим, у овом уџбенику ће се под појмом интензитета зрачења подразумевати количина зрачења која доспе на јединичну површину у јединици времена и која се израчунава у Wm^{-2}, као што је уобичајено у метеорологији. Рецимо и следеће. У метеорологији се интензитет зрачења понекад назива и флукс зрачења, што треба имати у виду. Очигледно је да се до укупног интензитета зрачења I долази интеграцијом израза *z*а I_λ, при чему границе интеграције обухватају интервал таласних дужина од 0 до ∞. Уколико монохроматско зрачење таласне дужине λ и интензитета I_λ ступи у интеракцију с неким телом, онда ће један његов део ($I_{a,\lambda}$) бити апсорбован од стране тела, други део ($I_{r,\lambda}$) ће да се одбије од тела, док ће трећи део ($I_{t,\lambda}$) да прође кроз тело. Очигледно је да сума ова три дела мора да буде једнака интензитету упадног зрачења I_λ, при чему тај услов може да се напише у облику

$$\frac{I_{a,\lambda}}{I_\lambda} + \frac{I_{r,\lambda}}{I_\lambda} + \frac{I_{t,\lambda}}{I_\lambda} = 1 \tag{2.45а}$$

или

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1, \tag{2.45б}$$

где су са a_λ, r_λ и t_λ назначени *апсорпциона способност тела*, *рефлексиона способност тела* и *трансмисиона способност тела*, редом. Њихове вредности се мењају у интервалу од 0 до 1 и зависе од таласне дужине зрачења. Тако, на пример, кварц апсорбује инфрацрвено зрачење ($\lambda > 4$ μm), док видљиво и ултраљубичасто пропушта. Насупрот њему, обично стакло пропушта видљиво зрачење, док је за ултраљубичасто и инфрацрвено ($\alpha >2{,}5$ μm) оно непропустљиво. Особину да апсорбују зрачења појединих таласних дужина наглашено поседују гасови. Та појава је позната под именом *селективна апсорпција*. Сваки од гасова има веома сложену зависност апсорпције од таласне дужине тј. *апсорпциони спектар*. Међутим, уколико тело поседује такве особине да у потпуности апсорбује зрачење које доспе на његову површину без обзира на његову таласну дужину ($a_\lambda = 1$, $r_\lambda = 0$ и $t_\lambda = 0$), такво тело се назива *апсолутно црно тело*.

У овом потпоглављу пажњу ћемо посветити законима зрачења апсолутно црног тела. Укупно их има четири и представљају фундаменталне законе у теорији зрачења, одакле и њихов заједнички назив – *основни закони зрачења.*

Кирхофов (Kirchoff) закон. Искуство показује да количина емитоване енергије зависи од таласне дужине зрачења и температуре средине. Средина може да апсорбује зрачење одређене таласне дужине и истовремено да емитује зрачење на тој таласној дужини. Очигледно је да ће тело које има већу емисиону способност више да се хлади, а да би остало у стању термодинамичке равнотеже са околином, мора да има и већу апсорпциону способност. Кирхоф је показао да однос између интензитета зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина I_λ (или чешће употребљаван назив *емисиона способност тела*) и апсорпционе способности тела a_λ не зависи од природе тела; он је за сва тела једна те иста функција $B(\lambda,T)$ која зависи од таласне дужине зрачења λ и апсолутне температуре тела T, тј.

$$\frac{I_\lambda}{a_\lambda} = B(\lambda,T). \tag{2.46}$$

Једначина (2.46) је позната и као *Кирхофов закон*. За апсолутно црно тело ($a_\lambda = 1$) сагласно задњој једначини налазимо да је

$$I_\lambda = B(\lambda,T), \tag{2.47}$$

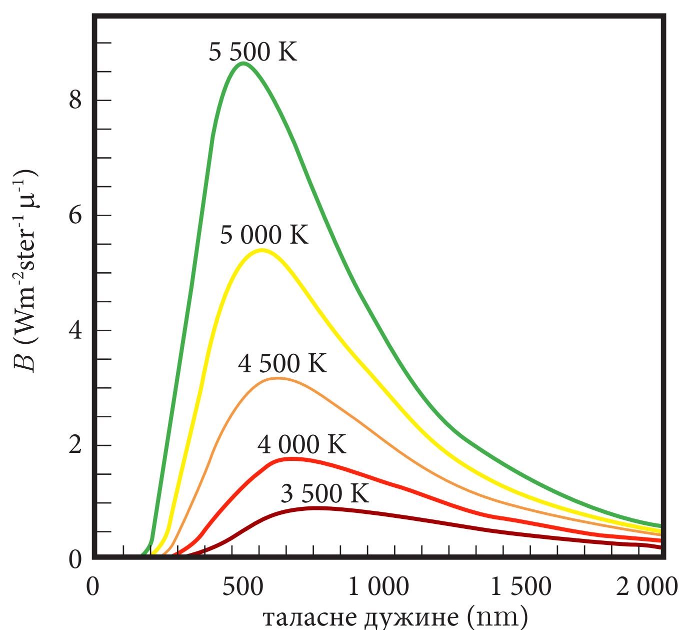
што значи да функција $B(\lambda,T)$ у Кирхофовом закону представља емисиону способност апсолутно црног тела. У природи нема апсолутно црних тела, али су му најближи чађ и црни емајл на платини за краткоталасно зрачење и снег за инфрацрвено зрачење. Наиме, за сва тела у природи у важности је неједнакост $a_\lambda < 1$, што према Кирхофовом закону значи да, при истој температури, тела у природи емитују мање енергије него апсолутно црно тело.

Планков закон. Планк је на основу два постулата о својствима атомских осцилатора објаснио расподелу зрачења загрејане површине одредивши аналитички облик функције $B_\lambda(\lambda,T)$. Први постулат дозвољава да енергија осцилатора E_n може да се опише изразом

$$E_h = nh\nu, \tag{2.48}$$

где је ν фреквенција, h = 6,626 · 10^{-34} J s – Планкова константа и n квантни број који може да има само целобројне вредности. Други постулат ограничава сталну емисију енергије од стране осцилатора на њену емисију у порцијама – *кванти̅ма*. Отуда, уколико се квантни број промени за јединицу, количина емитоване енергије износиће

$$E = h\nu. \tag{2.49}$$



Слика 2.7 Зависност интензитета емитованог зрачења апсолутно црног тела у односу на јединични интервал таласних дужина $B(\lambda,T)$ од таласне дужине λ

На основу ова два постулата он је дошао до функције која има облик

$$B(\lambda,T) = \frac{2h}{\lambda^5\left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1\right)}, \tag{2.50}$$

где је T апсолутна температура апсолутно црног тела, док остале ознаке имају своје уобичајено значење. Овом функцијом је формулисан и тзв. *Планков закон*. Она, као што је истакнуто, повезује флукс монохроматског зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина са таласном дужином и температуром тела које емитује зрачење. На слици 2.7 приказана је зависност функције $B(\lambda,T)$ од таласне дужине за различите

температуре. Са слике се јасно види да се с порастом температуре интензитет зрачења апсолутно црног тела повећава, док се таласна дужина максимума зрачења – смањује.

Штефан–Болцманов (Štefan–Boltzmann) закон. Укупан интензитет зрачења $B(T)$ апсолутно црног тела добија се интеграцијом Планкове функције (2.50) за све таласне дужине од 0 до ∞. Ово су урадили Штефан и Болцман, независно један од другог, дошавши до законитости

$$B(T) = \sigma T^4 \tag{2.51}$$

где је σ константа, потом названа *Штефан–Болцманова константа*, чија је вредност $5{,}67 \cdot 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4}. Једначина (2.51) показује да је укупан флукс енергије коју емитује апсолутно црно тело пропорционалан четвртом степену његове апсолутне температуре. Овај закон, познат и као *Штефан–Болцманов закон*, јесте основни закон у теорији преноса инфрацрвеног зрачења.

Међутим, као што је речено, укупна *емисиона способност тела у односу на апсолутно црно тело* код природних површина нешто је мања од одговарајуће способности апсолутно црног тела. Из тог разлога, Штефан–Болцманов закон примењен на природне површине има облик

$$B(T) = \varepsilon \sigma T^4, \tag{2.52}$$

где је ε емисиона способност површине у односу на апсолутно црно тело, која је увек мања од јединице.

Винов (Wien) закон. По овом закону, таласна дужина која одговара максимуму флукса зрачења апсолутно црног тела обрнуто је пропорционална температури. До овог закона Вин је дошао диференцирањем Планкове функције (2.50) по таласној дужини. Изједначавањем извода са нулом нашао је да је таласна дужина λ_{max} која одговара максимуму интензитета зрачења једнака

$$\lambda_{max} = \frac{a}{T}, \tag{2.53}$$

где је константа a једнака $2{,}8978 \cdot 10^{-3}$ m K.

Приметимо да из последње формуле може да се одреди температура тела уколико је позната дужина која одговара максимуму зрачења. И обрнуто, могуће је да се одреди таласна дужина при којој је највећа емисија енергије тела при датој температури. Из Виновог закона следи да се при промени температуре тела положај максимума енергије у његовом спектру помера у страну краћих таласних дужина. Отуда се овај закон назива и *Винов закон померања.*

6.3 Сунце као извор енергије

Сунце се као небеско тело формирало пре око 4,6 милијарди година. У васиони то је обично небеско тело – звезда, које је по маси неколико пута мање од звезда средње величине. Међутим, оно што Сунце чини јединственим јесте чињеница да је оно око три стотине хиљада пута ближе Земљи него што је ближа суседна звезда. Средње растојање Земље од Сунца износи $1{,}5 \cdot 10^8$ km. Притом, практично сва енергија коју Земља добија извана и која је извор атмосферских кретања долази од Сунца.

Сунце је гасовита сфера полупречника $6{,}96 \cdot 10^5$ km и масе од приближно $1{,}99 \cdot 10^{30}$ kg. Основу његове грађе чине два елемента – водоник и хелијум. Присутни су и неки тежи елементи као што су: гвожђе, силицијум, неон и угљеник, али у малим количинама. Водоник је присутан у износу од око 75%, док осталих 25% практично отпада на хелијум. Температура Сунца се мења у опсегу од 5 100 000 °C у унутрашњости до 5 800 °C на површини. Густина му брзо опада и то од $150 \cdot 10^3$ kg m^{-3} у центру до 10^{-4} kg m^{-3} на ободу. Последица овакве расподеле густине је чињеница да је око 90% масе Сунца распоређено у првој половини полупречника.

Извор огромне количине енергије којом Сунце располаже јесте *термонуклеарна фузија*, која се при температури од десетак милиона Целзијусових степени одиграва у дубоким слојевима. Том приликом, ако исказом поједноставимо механизам фузије, у сваком тренутку четири атома водоника се спајају у атом хелијума, при чему се ослобађа велика количина енергије. Ослобађање енергије E_s при термонуклеарној фузији, сагласно *Ајнштајновој (Einstein) једначини* $E_s = m_s c^2$, доводи до смањења масе Сунца m_s. Међутим, то смањење је незнатно. По неким рачунима, услед термонуклеарних реакција Сунце је, од постанка па до данас, утрошило око 5% од своје првобитне масе.

Као последица термонуклеарних реакција у структури Сунца спољашњи слојеви се састоје од хладнијег гаса који се налази на језгру високе температуре. Спољашњи хладнији слојеви се загревају од ужареног језгра, потом се шире и доспевају на површину, да би се потом охладили зрачењем и спустили у ниже слојеве. Област на Сунцу у којој се велике количине загрејаног гаса уздижу а хладног спуштају назива се *зона конвекције*.

Највећи део енергије који у виду електромагнетног зрачења доспева на Земљу генерише се у видљивој области Сунца – *фотосфери*. Међутим, знатан део фотосфере је неправилно осветљен и састављен је од тамнијих (хладнијих) подручја *Сунчевих пега* и светлијих (топлијих) подручја тзв. *факула*. Фотосфера је, у поређењу с димензијама Сунца, релативно танак слој дебљине од око 500 km, у ком се температура мења од 4 000 °C у вишим до 8 000 °C у нижим слојевима.

Област изнад фотосфере назива се *Сунчева атмосфера* и састоји се од *хромосфере* и *короне* (сл. 2.8). Хромосфера се састоји од водоника и хелијума који су под ниским притиском. При осматрању хромосфере могу да се опазе и њени необични продужеци у свемиру у облику *протуберанци*. Изнад хромосфере налази се корона.



Слика 2.8 Сунчева корона снимљена 11. 8. 1999. године [European Southern Observatory, Диу (Duboux, 1999)]

Она је сребрнасто-беле боје, а састоји се од разређених гасова који се простиру до удаљености од неколико милиона километара. Понекад се у хромосфери може опазити и пораст Сунчеве активности. Она се уочава у повезаности поља факула с групама Сунчевих пега, која доводи до нагле промене у изгледу, сјају и простирању протуберанци.

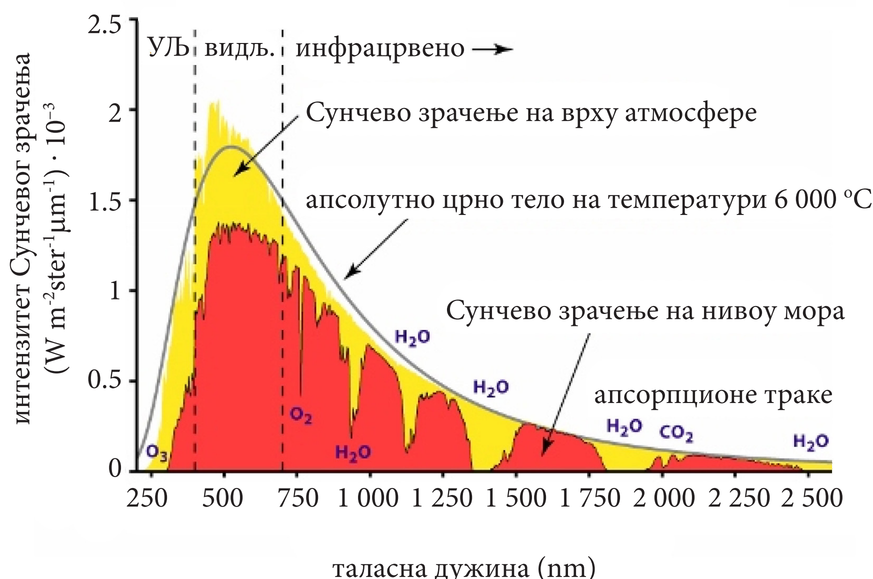
6.4 Спектар Сунчевог зрачења и соларна константа

Расподела електромагнетног зрачења емитованог од Сунца и доспелог на горњу границу атмосфере по таласним дужинама назива се *спектар Сунчевог зрачења*. *Соларна константа* I_0 је величина која представља количину Сунчевог зрачења која у јединици времена доспе на јединицу површине, на горњој граници атмосфере, нормалну на правац простирања зрачења на средњој удаљености Земље од Сунца.

Спектар Сунчевог зрачења и соларна константа су у дугом низу година били предмети проучавања и одређивања различитим методолошким поступцима. За вредност соларне константе навешћемо вредност од 1 368,31 W m^{-2} добијену мерењима од стране МекКракена (MacCracken, 1985). Скрећемо пажњу заинтересованом читаоцу да ће у литератури наићи и на неке друге вредности за соларну константу, што не би требало да га доведе у забуну.

На слици 2.9 приказан је стандардни спектар Сунца у виду расподеле интензитета зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина I_λ по таласним дужинама. На истој слици приказани су и спектри зрачења апсолутно црног тела на температури од 6 000 °C и Сунчевог зрачења доспелог на површину Земље у условима чисте атмосфере.

Уочљиво је да је спектар Сунчевог зрачења близак спектру зрачења апсолутно црног тела на температури од око 6 000 °C. Ово се објашњава чињеницом да се највећи део Сунчевог зрачења који доспе на површину Земље генерише на површини Сунца – фотосфери.



Слика 2.9 Расподела, по таласним дужинама λ, интензитета Сунчевог зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина I_λ на врху атмосфере и његова типична расподела на површини Земље у поређењу са зрачењем које емитује апсолутно црно тело на 6 000 °C [Кулсон (Coulson, 1975)]

Спектар Сунчевог зрачења може да се подели на три области: 1) ултраљубичасту (0,01 μm < λ < 0,39 μm); 2) видљиву (0,40 μm < λ < 0,76 μm) и 3) инфрацрвену (0,76 μm < λ < 4,0 μm). Од укупне енергије која се генерише на Сунцу, 50% долази на инфрацрвену, 40% на видљиву и око 10% на ултраљубичасту област. Максимум енергије зрачења је на таласној дужини од 0,476 μm.

Осматрањима је уочено да се интензитети Сунчевог зрачења разликују у еквивалентним температурама апсолутно црног тела, које одговарају зрачењу у ултраљубичастој, видљивој и инфрацрвеној области спектра. Дакле, исправније је да се говори о некој *ефективној температури Сунца*. До те температуре се може доћи једноставним поступком.

Према осматрањима, флукс Сунчевог зрачења по целом просторном углу износи $F_s = 6{,}2 \cdot 10^7$ W m^{-2}. Ова количина енергије, сагласно закону о одржању енергије, на било ком одстојању од Сунца мора да остане непромењена. Отуда и једнакост

$$F_s(4\pi a_s^2) = I_0(4\pi d_s^2), \qquad (2.54)$$

где је a_s полупречник Сунца, а d_s средње растојање Земље од Сунца. Из последње једнакости произилази да соларна константа I_0 може да се изрази у облику

$$I_0 = F_s\left(\frac{a_s}{d_s}\right)^2. \tag{2.55}$$

Надаље, укупно зрачење које прихвата Земља може да се изрази преко зрачења које прима диск, чија је површина приближна површини круга чији је полупречник једнак полупречнику Земље R_E. Сагласно изнесеном, тај износ зрачења је $I_0\pi R_E{}^2$. Уколико се то зрачење равномерно распореди по површини Земље, онда се количина зрачења $\bar{Q}_a$ која доспе на јединицу површине горње границе атмосфере у јединици времена може изразити у облику

$$\bar{Q}_a = \frac{I_0\pi R_E{}^2}{4\pi R_E{}^2} = \frac{I_0}{4}. \tag{2.56}$$

За процену ефективне температуре Сунца T_{ef}, уз претпоставку да је Сунце апсолутно црно тело, користићемо и Штефан–Болцманов закон, при чему ћемо узети да је

$$F_s = \sigma T_{ef}^4. \tag{2.57}$$

Заменом (2.57) у (2.55) налазимо да је

$$T_{ef}^4 = \frac{d_s^2 I_0}{\sigma a_s^2}. \tag{2.58}$$

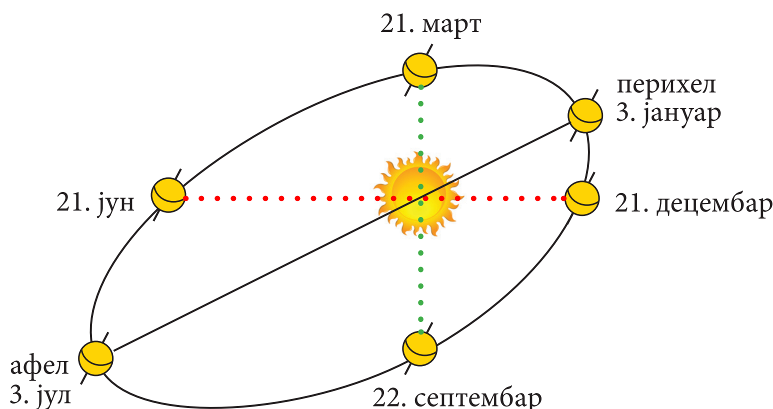
Заменом одговарајућих вредности на десној страни последњег израза налазимо да је приближна вредност ефективне температуре Сунца – 5 800 °C.

6.5 Расподела Сунчевог зрачења на Земљиној површини у одсуству атмосфере

Сада ћемо да размотримо колику количину Сунчевог зрачења прими 1 m^2 Земљине површине током једног дана или за неки други временски интервал током године. За ово разматрање ћемо претпоставити да зрачење неометано пролази кроз атмосферу тј. да нема његовог слабљења.

За време од једне године Земља обиђе један круг по елиптичној орбити (сл. 2.10) чији ексцентритет износи 0,01673. Међутим, гледано са Земље, то кретање се опажа као кретање Сунца по небеском своду по путањи познатој као *еклиптика*. Њена раван с равни екватора заклапа угао од 23° 26’ 24”. Крећући се по еклиптици, Сунце 21. марта (пролећна равнодневица) пресеца раван екватора прелазећи са јужне на северну полулопту

(положај обележен тачком 1 на слици). Крећући се даље, Сунце се подиже све „више” гледано с тачке гледишта посматрача, да би око 22. јуна достигло угаону висину од 23° 27’ над еклиптиком (тачка 2), што одговара летњој дугодневици. Од овог положаја Сунце почиње да се „спушта” пресецајући екватор око 22. септембра, што одговара јесењој равнодневици (тачка 3). Коначно, оно се 22. децембра спушта на 23° 27’ јужно од екватора (тачка 4). Овај положај Сунца је познат под именом зимска краткодневица. Иначе, тачке равнодневице су познате и као *еквиноцијске* тачке. Рецимо још да је при овом кретању



Слика 2.10 Орбита Земље при њеном кретању око Сунца

Земља најближа Сунцу око 3. јануара (*перихел*), а најудаљенија од њега око 4. јула (*афел*).

Свима је добро позната чињеница да се током ведрог и јасног дана може сасвим лепо уочити дневно „кретање” сунца – његово излажење на истоку, потом достизање највишег положаја у подне и коначно његово залажење на западу. Ова промена његовог положаја се у астрономији, а и другим наукама, описује преко зенитног угла Φ_z или зенитног растојања. Гледано геометријски, то је угао, у односу на вертикалу, под којим Сунчеви зраци доспевају на површину Земље. Очигледно да угао Φ_z има најмању вредност у подне ($\Phi_z = 0$), тј. када је сунце у *зениту*. При његовом привидном кретању током дана на 1 m^2 Земљине површине у 1 секунди доспе количина зрачења I_u која може да се израчуна из израза

$$I_u = I_0 \left(\frac{d_s}{d_z} \right)^2 cos\Phi, \tag{2.59}$$

где је d_z тренутно растојање Земље од Сунца. Величина I_u се често у метеоролошкој пракси назива и *инсолација*. Приметимо да из овог израза никако не треба закључити да количина зрачења I_u не зависи од географске ширине површине на коју долази зрачење. Та зависност је имплицитно уграђена у зенитни угао Φ_z. Заинтересованији читалац експлицитну зависност зенитног угла Φ_z од географске ширине може да нађе у неким од уџбеника астономије или зрачења атмосфере.

Израз (2.59), осим наведене намене, може да послужи и за добијање информација о интензитету зрачења (Wm^{-2}) које доспе током дана на неку површину. До ње је могуће доћи његовом интеграцијом у границама од изласка до заласка сунца. Ако овај поступак применимо на географску ширину $\varphi = 45^o$, која отприлике одговара географској ширини Новог Сада, долазимо до израза

$$I_d = \frac{I_0}{\pi}\frac{\sqrt{2}}{2}\left(\frac{d_s}{d_z}\right)^2 [H_d \sin\delta + \cos\delta \sin H_d], \qquad (2.60)$$

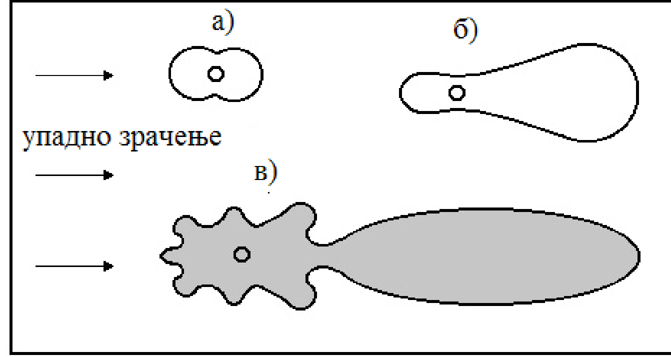
где је δ угао деклинације Сунца, а H_d време од изласка/заласка сунца до половине дана, које је у другом члану једначине (2.60) изражено у радијанима.

Угао деклинације Сунца се мења током године. Његове вредности, за место одређене географске ширине, могу да се нађу у астрономским таблицама. Тако, једноставним рачуном лако може да се добије дневна сума зрачења за било које место. Међутим, не би требало да се заборави полазна претпоставка тј. да се ради о суми зрачења која би доспела на површину Земље без икаквог слабљења при његовом пролазу кроз атмосферу.

6.6 Слабљење Сунчевог зрачења у атмосфери

Велики део светлости који допире до наших очију углавном не долази директно од извора. Напротив, долази индиректним путем после *расејања*. Тако, на пример, ми видимо *дифузно* расејану Сунчеву светлост ако погледамо у небо или облаке. И уопште, са изузетком када гледамо директно у извор светлости (Сунце, пламен, усијану металну нит, итд.), ми у природи видимо расејану светлост. Расејање светлости на молекулима, аеросолима и у облацима који садрже мноштво капи воде, ледених кристала изазива много светлосних ефеката у природи: плаветнило неба, белину облака итд. Ово су само неки од оптичких ефеката у атмосфери који су условљени једном фундаменталном физичком појавом – расејањем, које је везано за интеракцију зрачења и честица, при чему се оно одиграва на свим таласним дужинама електромагнетног спектра.

Расејање представља физичку појаву при којој честица која се налази на путу електромагнетног зрачења постаје извор зрачења које се расејава у свим правцима. Промена смера зрачења је последица: дифракције, рефлексије и преламања или, пак, њихове комбинације. Количина и смер расејаног зрачења зависе искључиво од величине честице и таласне дужине зрачења које доспева на њу. Димензије честица у атмосфери се крећу од 10^{-10} m (молекули гасова) до 10^{-2} m (веће кишне капи и зрна града), тако да се расејавање на њима одиграва са различитим усмерењима расејаних енергија. За образложење ове тврдње од помоћи нам може бити слика 2.11.



Слика 2.11 Примери угаоне расподеле интензитета зрачења расејаног на: а) малим, б) крупним и в) сасвим крупним честицама

Са слике се види да мале честице расејавају зрачење приближно подједнако и напред и назад у односу на упадни талас, при чему са увећањем димензија честице долази до благе анизотропије у расподели расејане енергије. Код сасвим великих честица, расејана енергија се концентрише унапред у односу на упадни талас зрачења.

Претпоставимо да је слабљење монохроматског зрачења услед расејања на молекулима dI_λ постигнуто на путу dx једнако

$$dI_\lambda = -k_r I_\lambda dx, \tag{2.61}$$

где је са I_λ означен интензитет Сунчевог зрачења, а са k_r коефицијент расејања. Интеграцијом ове једначине и узимајући да је почетна вредност интензитета зрачења била $I_{o\lambda}$, долазимо до једначине

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\int_x^\infty k_r dx}. \tag{2.62}$$

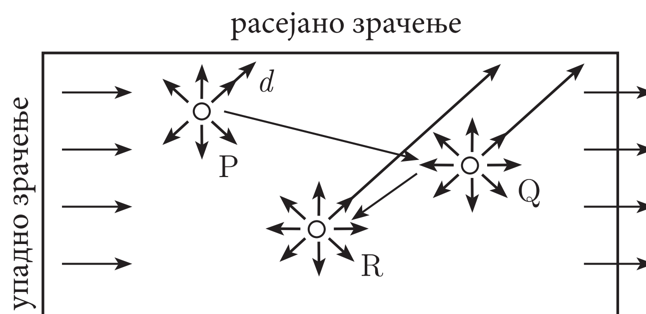
Коефицијент k_r, који има димензије m^{-1}, очигледно представља величину која показује који део Сунчевог зрачења бива расејан од јединичне запремине средине кроз коју пролази.

Већ према димензијама честица у односу на упадно зрачење, расејање може да буде: Рејлијево (*Rayleigh*) и Мијево (Mie). *Рејлијевим* расејањем назива се расејање зрачења чија је таласна дужина већа од димензија честице на којој се оно одиграва. За честице чији је пречник мањи од десетине таласне дужине зрачења које се на њима расејава у важности је *Рејлијев закон*. Према овом закону, коефицијент молекуларног расејања k_r обрнуто је пропорционалан четвртом степену таласне дужине зрачења λ које се расејава, тј.

$$K_r = \frac{C_\lambda}{\lambda^4}, \tag{2.63}$$

где је C_λ коефицијент који зависи од броја молекула гаса у јединици запремине и врсте гаса. На пример, овим расејањем се може објаснити плаветнило неба. Плава боја има мању таласну дужину у односу на таласне дужине зелене, жуте, наранџасте и црвене боје светлосног спектра. Сагласно Рејлијевом закону, плава боја има и највећи интензитет расејања у односу на побројане боје. Међутим, иако се љубичаста боја интензивније расејава него плава због њеног доста малог интензитета зрачења, у боји неба доминира плава боја. Код *Мијевоī* расејања, димензије честица су приближно једнаке или нешто веће од таласне дужине зрачења које се расејава.

При расејању зрачења на већем броју честица расејава се како долазеће тако и зрачење расејано другим честицама (сл. 2.12). На пример, честица у тачки p расејава долазеће зрачење у свим правцима само једанпут. Дакле, ради се о једноструком расејању. Међутим, део те расејане светлости долази до честице која се налази у тачки Q, где се поново расејава у свим правцима. Овакво расејање назива се двоструко. На честици у тачки R одиграва се троструко расејање. И уопште, свако расејање више од једноструког назива се *вишесīруко расејање*. Са слике 2.12 се види да на правац d, у ком је расејан део долазећег зрачења, може



Слика 2.12 Шематски приказ вишеструког расејања

доћи зрачење после вишеструког расејања. Вишеструко расејање има значајну улогу у преносу зрачења у атмосфери, посебно у присуству облака и аеросола.

Сунчево зрачење при проласку кроз атмосферу може да буде ослабљено и путем *айсорйције*. У том случају у важности остаје једначина (2.62), с тим што уместо коефицијента расејања k_r треба узети коефицијент апсорпције k_a. На пример, трава има зелену боју због тога што боље расејава зелену светлост него црвену и плаву које, пак, апсорбује. Том приликом, енергија која одговара црвеној или плавој светлости прелази у неки други вид енергије.

Инспекција спектра Сунчевог зрачења при површини Земље указује на присуство бројних танких апсорпционих линија и трака. Неке од њих су створене већ у Сунчевој атмосфери као последица апсорпције Сунчевог зрачења од стране гасова. Преостале траке настале су апсорпцијом Сунчевог зрачења од стране гасова у Земљиној атмосфери. Својство спектра Сунчевог зрачења које привлачи пажњу јесте нагло заврша-

вање спектра у његовом краткоталасном делу од око 0,3 μм (сл. 2.9). Објашњење овог својства може се потражити у чињеници да су у вишим слојевима атмосфере присутни озон, молекуларни и атомски кисеоник, у мањем износу, као и други активни атмосферски гасови. Они апсорбују долазеће зрачење. Међутим, због малог интензитета долазећег зрачења, у овом подручју таласних дужина апсорбује се само око 2% Сунчевог зрачења које долази у атмосферу. У атмосфери, релативно мала количина Сунчевог зрачења бива апсорбована од стране водене паре, а још мања од стране угљен-диоксида и то углавном у инфрацрвеном делу спектра Сунчевог зрачења. Аеросоли, дим и честице морске соли такође апсорбују зрачење одређених таласних дужина. Међутим, њихов утицај је веома променљив, а у неким случајевима и занемарљив.

При расејању а и апсорпцији, зрачење енергетски слаби при проласку кроз неку средину, у овом случају кроз атмосферу, те отуда и назив за ове појаве – *слабљење зрачења*. Ово може да се прикаже и преко неких квантитативних показатеља који се обично користе у метеоролошкој пракси. У наредних неколико параграфа ћемо им посветити пажњу.

Претпоставимо да је површина Земље равна, а да је атмосфера изнад ње подељена на танке слојеве у којима густина опада с висином. Нека зрачење таласне дужине λ пролази кроз атмосферу, где ће бити подвргнуто процесима расејања и апсорпције. У сагласности са изразом (2.62), то зрачење ће на некој висини $x = h_a$ ослабити, али ће сада то слабљење бити описано преко неког коефицијента слабљења k_λ који укључује оба наведена процеса. Ако то и запишемо, онда (2.62) постаје

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\int_{h_a}^{\infty} k_\lambda dx} = I_{0\lambda} e^{-\tau_\lambda(h_a)}. \tag{2.64}$$

Интеграл $\int_{h_a}^{\infty} k_\lambda dx = \tau_\lambda$ представља тзв. *оӣичку дебљину* или *оӣичку масу* атмосфере на висини h_a. На самој површини Земље, тј. када је $h_a = 0$, израз (2.64) постаје

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\tau_{\lambda 0}} = I_{0\lambda} p_\lambda, \tag{2.65}$$

где величина $p_\lambda = e^{-\tau_{\lambda 0}}$ представља *коефицијенӣ ӣрозрачносӣи аӣмосфере.* Он очигледно представља део Сунчевог зрачења таласне дужине λ које доспе до површине Земље при упадном углу од 90°.

Уколико Сунчево зрачење пада под углом ϑ_z у односу на вертикалу, онда је $dx = dh_a sec\vartheta_z$, тако да израз (2.62) постаје

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-sec\vartheta_z \cdot \int_{h_a}^{\infty} k_\lambda dh_a} = I_{0\lambda} e^{-\tau_\lambda sec\vartheta_z} = I_{0\lambda} p^{sec\vartheta_z}. \tag{2.66}$$

Ова релација је позната као *Буīеов* (*Bouguer*) *закон*. Међутим, у метеорологији се уместо израза (2.66) чешће користи један други израз за одређивање степена слабљења Сунчевог зрачења при проласку кроз атмосферу. Он има облик

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-m(\vartheta_z)\tau_{\lambda 0}} = I_{0\lambda} p^{m(\vartheta_{z0})}, \qquad (2.67)$$

где је $m(\vartheta_{z0})$ маса атмосфере (табела 2.2), а ϑ_{z0} угао у односу на нормалу под којим зрачење доспева на површину Земље.

Из табеле 2.2 се јасно види да када $\vartheta_{z0} \to 90^\circ$, онда оптичка маса брзо расте, чиме се може објаснити чињеница да Сунчева светлост директно слаби када се оно предвече приближава хоризонту. Међутим, током дана при малим променама ϑ_{z0} мало се мењају $m(\vartheta_{z0})$ и I_λ. Прозрачност атмосфере је највећа у зимском периоду. Управо онда када садржај водене паре и замућеност атмосфере имају најмање вредности.

ϑ_{z0}	$m(\vartheta_{z0})$	ϑ_{z0}	$m(\vartheta_{z0})$	ϑ_{z0}	$m(\vartheta_{z0})$	ϑ_{z0}	$m(\vartheta_{z0})$
0	1,00	55	1,740	76	4,069	84	8,851
10	1,015	60	1,994	78	4,707	85	10,32
20	1,064	65	2,355	80	5,595	86	12,33
30	1,154	70	2,902	81	6,158	87	15,18
40	1,304	72	3,206	82	6,859	88	19,50
50	1,554	74	3,584	83	7,733	89	26,30
						90	38,24

Табела 2.2 Вредности масе атмосфере $m(\vartheta_{z0})$ за различите вредности зенитног угла ϑ_{z0}

6.7 Директно зрачење

Од Сунца па до горње границе атмосфере Сунчево зрачење доспева у скоро непоремећеном облику, пошто на путу кроз готово безваздушан простор не слаби ниједним од претходно размотрених механизама. Ако у таквом облику доспе директно и до површине Земље, онда је реч о *директном Сунчевом зрачењу* S_d. Његов интензитет може да се региструје помоћу инструмената познатих под именом – *актинометри*. Ови инструменти се веома ретко употребљавају при мерењима зрачења у стандардној мрежи метеоролошких станица, на којима се информација о директном зрачењу добија помоћу једног другог инструмента познатог под именом *хелиограф*. Преко њега може да се очита дужина периода, у сатима и минутима, када је могуће регистровати присуство директног зрачења. Ова информација је неоспорно драгоцена, будући да се преко ње и примене неке од расположивих емпиријских формула може израчунати и интензитет директног зрачења. Овај поступак се често користи у пољопривредној пракси, на пример при израчунавању водног биланса.

При проласку кроз атмосферу директно зрачење слаби. У каквом спектралном саставу и износу ће да дође до Земље зависиће првенствено од висине сунца и прозрачности атмосфере. Није тешко уочити да прозрачност атмосфере зависи од присуства гасова и аеросола који апсорбују зрачење, као и присуства облака и појаве магле. Под утицајем наведених фактора директно Сунчево зрачење може да се мења у широком опсегу вредности. На пример, при његовој истој висини интензитет директног зрачења ће на мањим географским ширинама бити мањи него на већим ширинама, будући да је у овим првим присуство водене паре и честица прашине заступљено у већим износима и концентрацијама.

Интензитет директног зрачења се повећава с повећањем надморске висине. То и није тешко образложити, будући да овај услов значи и смањење дебљине атмосфере, што за последицу има и мање слабљење директног зрачења. Ова промена с висином брже се одиграва у нижим него у вишим слојевима атмосфере, а разлог томе је већа концентрација водене паре и аеросола у нижим слојевима атмосфере. Осматрањима је установљено да се на око 1 km висине од Земље интензитет директног зрачења увећава на 70–120 W m^{-2}, док на 4–5 km изнад планина он већ прелази вредност од 1 190 W m^{-2}, да би на висини од 22 km износио 1 240 W m^{-2}. Са даљим повећањем висине интензитет директног зрачења се приближава вредности соларне константе, да би је по мерењима добијеним помоћу ракета достигао на висинама од 50–60 km. Изразито велики утицај на директно зрачење имају облаци. Тако, на пример, густи слојеви ниских облака практично не пропуштају директно зрачење.

Уколико се прозрачност атмосфере током дана не би мењала, онда би крива *дневног хода директног Сунчевог зрачења* била симетрична у односу на стварно подне. То значи да би у моменту изласка сунца вредност његовог интензитета пошла од вредности једнаке нули. Прво би се брже а потом спорије приближавала максималној вредности у подне; обрнуто, после достигнутог максимума крива би спорије а потом брже ишла ка нули, коју би достигла у моменту заласка сунца. Интензитети зрачења за сате који су симетрични у односу на подне били би једнаки. Међутим, прозрачност ваздуха се током дана мења, пошто се садржај честица прашине, водене паре и других примеса у ваздуху непрекидно мења. Последица тога је и несиметричност дневног хода директног зрачења у односу на подне. Обично се у временском интервалу непосредно пред подне и после њега интензивирају узлазна ваздушна струјања, која са собом носе водену пару и честице прашине смањујући прозрачност. Отуда се максимум у дневном ходу директног зрачења јавља у сатима испред поднева.

Дневни ход директног зрачења се мења у зависности од доба године, а то значи од дужине дана и висине сунца. Иначе, количина директног зрачења која доспе на неку површину зависи од тога да ли је та површина хоризонтална или, пак, нормална на правац простирања зрачења. Свакако да ће тај износ бити мањи за случај хоризонталне површине него оне која је нормална на правац простирања зрачења. Ова разлика је израженија у зимском периоду тј. када је висина сунца мала.

Дневни ход зрачења изразито зависи од географске ширине места. На мањим ширинама максимум у дневном ходу је више изражен него на већим ширинама. Ово је и разумљиво, пошто се са приближавањем полу висина сунца мање мења у току дана. Тако,

на пример, на полу се она мења у таквом износу да је дневни ход директног Сунчевог зрачења практично занемарљив.

Годишњи ход директног Сунчевог зрачења представљен је преко просечних месечних сума. Он је најизраженији на половима. У зимском периоду директно зрачење је практично одсутно, док у периоду летње дугодневице може да достигне вредност и од 910 W m^{-2}. Обрнуто, на екватору је амплитуда годишњег хода директног зрачења најмања. Осим тога, на екватору годишњи ход има два максимума од око 920 W m^{-2}, у време пролећне и јесење равнодневице, и два минимума, у време летње дугодневице и зимске краткодневице. У средњим ширинама максимум се појављује у време летње дугодневице (јун), а минимум у време зимске краткодневице (децембар).

6.8 Дифузно зрачење

Дифузно зрачење S_r доспева на површину Земље са целог небеског свода. Тај износ може да се креће и до неколико десетина W m^{-2}. Оно пре свега зависи од степена замућености атмосфере, при чему повећана концентрација честица у атмосфери доводи и до увећавања његовог интензитета. Тај интензитет може још више, па чак и знатно, да се увећа у присуству релативно танких облака, који представљају идеалну средину за расејавање Сунчевог зрачења. Тако, на пример, високи облаци цируси могу се посебно истаћи у том погледу. У њиховом присуству дифузно зрачење је и до десет пута веће него при безоблачном небу. Међутим, када на небу доминирају облаци средње висине, онда та разлика иде и до два пута. Једино када се на небу појави дебљи слој ниских облака и ако се из њега излучују падавине, онда ће дифузно зрачење бити мање него при безоблачном небу. Осим већ описаних фактора, додатном увећању дифузног зрачења доприноси и висина сунца; уколико је она већа, и дифузно зрачење је веће.

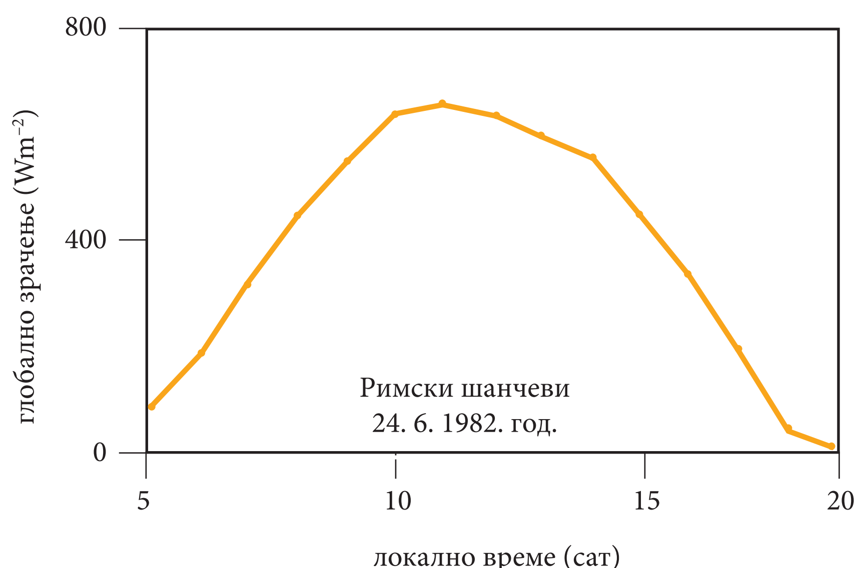
Дифузно зрачење је умногоме условљено карактером подлоге, односно њеном рефлексионом способношћу. Наиме, уколико је она већа, тим ће и већи износ зрачења да се врати у атмосферу, да би се поново у њој расејао и у облику дифузног зрачења, придодатог првобитно расејаном зрачењу, поново вратио на површину Земље. Позната је чињеница да снежни покривач одбија и до 90% доспелог зрачења. Овај ефекат је још израженији при мањој висини сунца. Тако, на пример, снежни покривач при висини сунца од 50^{o} повећава износ дифузног зрачења на 12%, а ако је сунце на хоризонту, тај износ иде и до 65%.

Дневни и годишњи ход дифузног Сунчевог зрачења при безоблачном небу прати ход директног зрачења. У рано јутро дифузно зрачење се појављује пре директног зрачења. Потом почиње да расте достигавши максимум у интервалу између 12 и 13 сати, да би потом почело да се смањује достижући нулту вредност негде у сумрак. У току године дифузно зрачење достиже максимум у јулу, а минимум у јануару. Овакав ход се јавља при безоблачном небу. Сличан ход је осмотрен и када је небо у потпуности прекривено облацима. Међутим, када је облачност повећана, оба хода могу и приметно да се разликују од ходова који прате претходно описане ситуације.

6.9 Глобално зрачење

Глобално зрачење S_g представља суму директног и дифузног зрачења, тј. $S_g = S_d + S_r$. Доприноси компонената у овој суми умногоме зависе од: висине сунца, прозрачности атмосфере и облачности.

До изласка сунца, тј. при његовим малим висинама, глобално зрачење се састоји углавном од дифузног зрачења (слика 2.13). С повећањем висине сунца, у њему се смањује удео дифузног зрачења. За илустрацију можемо да наведемо и следећи податак. Када је висина сунца 8°, удео дифузног зрачења износи и до 50%, да би при повећању угла на 50°



Слика 2.13 Дневни ход глобалног зрачења на Римским шанчевима

тај допринос био 10–20%. Облик, висина и количина облака у различитим степенима утичу на повећање доприноса дифузног зрачења у глобалном зрачењу. Тако, када је сунце заклоњено слојем густих облака, глобално зрачење се своди само на дифузно зрачење, што за последицу има и смањење глобалног зрачења. Међутим, када је небо делимично покривено слојем танких облака, глобално зрачење, увећано за износ дифузног, може да достигне вредност која је понекад већа од оне коју има при безоблачном небу.

Интензитет глобалног зрачења знатно зависи од географске ширине места. Са смањењем географске ширине повећавају се и његове дневне суме. Том приликом се смањује и разлика између месечних сума, тј. смањује се амплитуда у годишњем ходу. На пример, у Павловску (60° с. г. ш.) месечне суме се налазе у интервалу 0,5–17 MJ m^{-2}, у Вашингтону (38,9° с. г. ш.) тај интервал је 6–20 MJ m^{-2}, док у Такубауу (19° с. г. ш.) он износи 13–23 MJ m^{-2}. Као и дневне, тако се и годишње суме глобалног зрачења увећавају са смањењем географске ширине.

6.10 Одбијање Сунчевог зрачења од подлоге

Глобално зрачење, доспевши на неку подлогу, делимично бива апсорбовано, док се остатак познат под именом *рефлектовано зрачење* R_p одбије. Однос тог зрачења и глобалног зрачења S_g које је доспело на подлогу познат је као већ раније дефинисана рефлексиона способност или *албедо* подлоге, тј.

$$A_p = \frac{R_s}{S_g}, \qquad (2.68)$$

где је са A_p означен албедо. Ако се количник (2.68) помножи са 100, онда ће албедо бити изражен у процентима, што се понекад практикује.

Албедо површине Земље зависи од њених својстава или карактера подлоге, како је уобичајено да се каже, као што су: боја, влажност и храпавост. Та зависност се још више условљава присуством различитих врста вегетације. Тамна и храпава земљишта мање одбијају глобално зрачење него светла и мање храпава. Насупрот томе, влажна земљишта мање одбијају зрачење него сува. Даљим увећањем влажности земљишта повећава се и износ апсорбованог зрачења, што знатно може да измени топлотни режим подлоге као, на пример, у случају наводњаваног поља. У табели 2.3 су приказане вредности албеда за различите природне површине.

Албедо природних површина се унеколико мења у току дана. Највеће вредности су осмотрене у јутарњим и вечерњим сатима, док су у току дана оне незнатно умањене. Овакав ход албеда је последица зависности спектралног састава

површина	албедо	површина	албедо
снег и лед		**поља и ливаде**	
свеж и сув снег	0,80–0,95	поље ражи	0,10–0,25
чист и влажан снег	0,60–0,70	поље кромпира	0,15–0,25
загађен снег	0,40–0,50	поље памука	0,20–0,25
морски лед	0,30–0,40	ливада	0,15–0,25
гола земљишта		сува степа	0,20–0,30
тамна земљишта	0,05–0,15	тундра	0,15–0,20
влажна земљишта	0,10–0,20	**шуме**	
сува глиновита земљишта	0,25–0,45	четинарске	0,10–0,15
сува светла песковита земљишта	0,25–0,45	листопадне	0,15–0,20

Табела 2.3 Албедо разних природних подлога

глобалног зрачења од висине сунца. Међутим, ту је присутна и чињеница да рефлексиона способност једне исте површине зависи од таласне дужине зрачења. Тако, при мањој висини сунца у саставу глобалног зрачења доминира дифузно зрачење, а оно се од храпаве подлоге одбија више него директно зрачење. Албедо водених површина је у просеку мањи од албеда копнених површина. Сунчево зрачење продире много дубље у воду него у земљиште, тако да се у води оно више расејава и апсорбује. Међутим, албедо за водени басен повећане замућености може да буде знатно већи него када је он испуњен чистијом водом. Просечна вредност албеда воде износи 0,08–0,10 за дифузно зрачење, док за директно зрачење он зависи од висине сунца и то тако што се увећава при њеном смањењу. На пример, при великим висинама сунца албедо воде износи 0,02–0,05, док при малим висинама та вредност иде и до 0,30–0,70. Још једна творевина воде, али овог пута у атмосфери, има велики албедо. То су облаци. Њихов албедо у просеку износи око 0,80.

Албедо је величина која је од несумњиве користи како у метеорологији тако и у пољопривреди. У новије време он је драгоцен параметар у моделима који симулирају интеракцију тла и атмосфере, а који се користе у неким од нумеричких модела. На пример, ако су познати албедо и глобално зрачење, могуће је одредити количину краткоталасног зрачења коју апсорбује подлога. Који део краткоталасног зрачења она апсорбује може да се израчуна преко коефицијента апсорпције који је једнак $1 - A\bar{u}$. Овај коефицијент помножен са интензитетом глобалног зрачења које доспева на подлогу даје и апсолутни износ зрачења који бива апсорбован, тј. $S_g(1 - A_p)$. Очигледно је да познавање албеда за велике површине различитог састава на Земљи представља драгоцену информацију. До ње се данас углавном долази поступком мерења на даљину, за шта се користе сателити. Они се употребљавају и за мерење албеда облака. Колико је ова информација драгоцена илуструје и чињеница да њено познавање омогућава да се, на пример, одреди висина облака.

6.11 Фотометријски односи и величине

Приликом проласка електромагнетног таласа кроз разне средине или одбијања од њих, његова енергија може да се мери на основу њеног преласка у друге облике енергије као што су: топлотна, хемијска и електрична. Дакле, свако узајамно деловање светлости и тела праћено је променама енергије у сагласности са законом о њеном одржању. Постоји једна читава област оптике која се назива *фотометрија* и која се односи на мерење енергије коју преносе електромагнетни таласи светлости, као и на мерење величина повезаних са том енергијом. У фотометрији се уводе две врсте јединица за мерење оптичких величина: 1) енергијске или објективне које су уведене на основу објективних мерења енергијских величина и 2) визуелне или субјективне које су дефинисане према деловању видљиве светлости на око посматрача. Напоменимо да је систем јединица у фотометрији у терминолошкој несагласности са јединицама у претходним поглављима главе 6.

Објективне (енергијске) величине. Извор светлости у околину зрачи електромагнетну енергију E_{sv}. Величина која је бројно једнака количини енергије изражене у јединици времена у околини извора светлости назива се *проток* (*флукс*) зрачења и обично се обележава са Q тј.

$$Q = \frac{E_{sv}}{t}. \tag{2.69}$$

Јединица за флукс је ват (W).

Просторни угао Ω је простор ограничен површином конуса, при чему се као мера узима однос површине S коју на лопти исеца конус са теменом у центру лопте према квадрату полупречника лопте r, тј.

$$\Omega = \frac{S}{r^2}. \tag{2.70}$$

Ако се стави да је $S = r^2$, добија се јединица за просторни угао која се зове стерадијан (sr). Пошто површина лопте износи $4r^2\pi$, то највећи угао са неке тачке има вредност 4π стерадијана. Ако се тачкасти светлосни извор налази у центру неке сфере и емитује флукс зрачења Q у просторном углу Ω, тада однос

$$I = \frac{Q}{\Omega} \tag{2.71}$$

представља *јачину зрачења* или *интензитет зрачења* тачкастог извора у задатом правцу са јединицом W sr^{-1}. Напоменимо да се под тачкастим светлосним извором подразумева светлосни извор занемарљиво малих димензија у односу на растојања на којима се посматра светлост коју он емитује. Однос флукса зрачења Q и површине S на коју стиже енергија зрачења назива се *осветљеност* E_s тј.

$$E_s = \frac{Q}{S}. \tag{2.72}$$

Једноставном инспекцијом налазимо да је јединица за осветљеност W m^{-2}.

Ако светлосни извор није тачкаст већ има површину која не може да се занемари, онда однос јачине зрачења I_z који долази у правцу нормале са дела његове површине S према том делу површине представља *блесак* или *сјајност* B тј.

$$B = \frac{I_z}{S}. \tag{2.73}$$

Јединица за блесак је W sr^{-1} m^{-2}.

Људско око, као пријемник енергије видљиве светлости из спектра електромагнетног зрачења, има различиту осетљивост разних таласних дужина (боја) из видљивог дела спектра. Просечно људско око је при дневном осветљењу најосетљивије на светлост жуто-зелене боје, таласне дужине 0.555 μm. Однос флукса светлости ове таласне дужине и флукса светлости дужине која изазива исти видни осећај као и зрачење таласне дужине од 0.555 μm назива се *релативна осетљивост ока* или *релативна видљивост* за светлост за таласну дужину λ.

Основна визуелна јединица светлосних величина је кандела (cd), која представља јединицу за мерење јачине светлости или јачину видљивог зрачења. Из односа (2.71) следи да је $Q = I_z\Omega$, одакле може да се изведе и јединица светлосног флукса која се назива лумен (lm). То је светлосни флукс који остварује тачкасти светлосни извор јачине светлости од 1 канделе у просторном углу од 1 стерадијана. Јединица за мерење блеска је нит (nt) која може да се изведе из израза (2.73), тј. 1 nt = 1 cd/(1 m^2) или описно: то је блесак површине 1 m^2 светлосног извора, који емитује светлост јачине од 1 cd у правцу нормале, повучене на површину извора.

Коначно, наведимо и јединицу за мерење осветљености која се зове лукс (lx). За то може да нам послужи израз (2.72), у коме је Q изражено преко I и Ω [израз (2.71)]. У том случају је 1 lx = (1 cd · 1 sr)/(1 m^2). Дакле, лукс представља осветљеност површине 1 m^2 коју остварује тачкасти извор јачине светлости 1 cd кроз просторни угао 1 sr.

6.12 Оптичке појаве у атмосфери

У шестој глави смо се до сада подробно позабавили директним и дифузним Сунчевим зрачењем са становишта његовог енергетског дејства на атмосферу и Земљину површину. За разлику од таквог приступа, у овом поглављу ћемо се више заинтересовати за Сунчево зрачење, али са становишта како га прихвата човеково око тј. бавићемо се оптичким појавама у атмосфери.

Атмосфера представља једну замућену и оптички веома нехомогену средину, у којој молекули ваздуха, течне и чврсте честице расејавају и апсорбују Сунчево зрачење, при чему се ови процеси одигравају са различитим степеном интензитета у појединим деловима спектра. Осим наведених процеса, у атмосфери се одиграва и преламање светлости због њеног проласка кроз слојеве ваздуха различите густине и области са турбуленцијом. Објекте у природи ми видимо као резултат пријема зрака који долазе непосредно од објекта, али и зрака који потичу од светлости која се расејала у атмосфери. Процеси расејања и апсорпције светлости у атмосфери доводе до оптичких појава као што су: плава боја неба, сумрак, зора итд.

При проласку светлости кроз атмосферу светлосни зраци Сунца, Месеца и звезда на свом путу пролазе кроз слојеве ваздуха различитих густина, наилазе на вртлоге у областима с турбуленцијом, што доводи до њиховог преламања. Осим тога, у атмосфери капљице воде и кристалићи леда изазивају преламање, одбијање и дифракцију светлости. Као последица наведених процеса, у атмосфери долази до образовања читавог низа

оптичких појава које могу непосредно да се региструју људским оком. Све те појаве су предмет проучавања од стране једне области метеорологије, која је позната под именом *атмосферска оптика*. У зависности од узрока који их је изазвао, оптичке појаве могу да се класификују на следећи начин: а) појаве условљене расејањем и апсорпцијом светлости у атмосфери (плава боја неба, дневна осветљеност, сумрак и зора); б) појаве условљене преламањем светлости због неравномерне расподеле температуре, а тиме и густине ваздуха (астрономска рефракција, зелена светлост, треперење звезда, Земљина рефракција и фатаморгана); в) појаве везане за преламање и одбијање светлости од капљица и кристала облака (дуга и хало) и г) појаве условљене дифракцијом светлости у облацима и магли (венац и глорија).

Боја неба. Небо без облака има плаву боју, али притом та боја може да има различите нијансе на различитим деловима небеског свода и може осетно да се мења у времену и простору. *Дневна осветљеност* проузрокована је или директним или дифузним зрачењем и првенствено зависи од висине сунца. С повећањем његове висине осветљеност потекла од директног Сунчевог зрачења брже расте него ако је она проузрокована дифузним зрачењем. То надаље значи да ће укупна осветљеност, која потиче од глобалног зрачења, такође да расте са увећањем висине сунца. Оваква зависност у основи одређује дневни и годишњи ход осветљености, тако да се максимум осветљености јавља у подне и лети.

Прозрачност атмосфере осетно утиче на осветљеност изазвану и директним и дифузним зрачењем. С увећањем прозрачности дневна осветљеност потекла од директног зрачења се увећава, а од дифузног смањује. Како је директна осветљеност више заступљена од дифузне, онда с порастом прозрачности расте и осветљеност која потиче од глобалног Сунчевог зрачења. Овим се објашњава већа осветљеност сеоских од градских насеља.

На дневну осветљеност велики утицај има облачност. Она обично увећава осветљеност која потиче од дифузног зрачења, тим више што је већа висина сунца. Посебно, осветљеност потеклу од глобалног зрачења увећавају облаци: алтокумулуси, стратокумулуси и цируси ако су снажно обасјани сунцем, при чему оно није у потпуности заклоњено. Ако је, пак, оно у потпуности заклоњено, онда осветљеност може да буде и упола мања него при безоблачном небу. Уз овај податак истакнимо и чињеницу да појава кумулонимбуса на небу може да смањи осветљеност и до десет пута. Просечне вредности глобалне осветљености могу у току летњег безоблачног дана да буду и 100 000 lx, при чему тај износ при већим висинама сунца и безоблачном небу може да досегне и 140 000 lx.

Плава боја неба може да се објасни Рејлијевим расејањем, као што је објашњено у поглављу 6.6. Међутим, нијансе боје неба настају када се у атмосфери појави више примеса, при чему преовлађују нијансе блеђе плаве боје. Оваква ситуација може да се објасни на следећи начин. Рејлијев закон важи за расејања на честицама чије димензије не прелазе десетак процената таласне дужине светлости која се расејава. С појавом крупнијих честица у атмосфери више се расејавају и светлости већих таласних дужина, тако да се остварује равномерније расејавање светлости разних таласних дужина.

За такве честице, као што су, на пример, капљице магле и облака (веће од 10^{-5} m), расејање не зависи од таласне дужине, тако да расејана светлост има белу боју. То је разлог због ког су облаци и магла беле боје и због чега у присуству веће концентрације прашине, капљица воде и кристала леда небо има нијансе од плаве до сасвим бледоплаве боје.

Сумрак. Прелазак од дана ка ноћи и обратно не одиграва се тренутно, већ у краћем или дужем временском интервалу који се назива сумрак. У том периоду се одиграва више оптичких појава које се брзо смењују. Прелаз од дана ка ноћи назива се вечерњим, а од ноћи ка дану јутарњим сумраком. Гледано физички, сумрак се манифестује у томе што се после заласка или изласка сунца Земљина површина налази у сенци, мада још неко време до ње долази светлост расејана слојевима атмосфере који се налазе изнад хоризонта, при чему у те слојеве извесно време после заласка (или, пак, до његовог изласка) долази директна Сунчева светлост. У зависности од осветљености сумрак се састоји из два стадијума. Први је појава тзв. *грађанског сумрака* тј. то је тренутак када је осветљеност тако мала да на отвореном простору није могуће читање. После тога наступа *астрономски сумрак* који траје док се потпуно не изгуби плава боја неба, да би потом наступила ноћ.

Зора. Под зором се подразумева светлосна појава у атмосфери која се одиграва у време сумрака (јутарња и вечерња зора). Појава се састоји у промени боје Сунчевог диска и неба, првенствено на страни где се налази Сунце а делимично и на супротној страни. Зора почиње с приближавањем сунца хоризонту када се појављује жуто-наранџаста боја, да би се потом завршила на крају астрономског сумрака ишчезавањем бледозелене пруге на хоризонту изнад Сунца. У боји зоре преовлађују: црвени, наранџасти и жути тонови, који настају пошто Сунчеви зраци, којима је у време зоре обасјан нижи слој атмосфере, претходно пролазе кроз слој ваздуха, где на путу губе знатан део краткоталасног зрачења (зелено-плаво), добијајући црвен тон.

Астрономска рефракција. Уколико се извор светлости налази изван атмосфере (небески извори светлости), онда се преламање светлосних зракова назива астрономска рефракција. Она проузрокује читав низ појава, које ћемо на овом месту укратко да опишемо.

Увећање дужине дана. Због астрономске рефракције сваки извор светлости на небу, па и Сунце, појављује се изнад хоризонта још пре стварног изласка и остаје видљиво и неко време после заласка. Ово може да продужи дан (време између изласка и заласка) у средњим ширинама и до 8–12 минута, у поларним још више, а иза поларног круга то увећање услед рефракције продужава се и на неколико дана. То је разлог због чега при израчунавању дужине дана у обзир треба узети и рефракцију.

Зелена светлост. Познато је да се таласи различитих таласних дужина неједнако преламају, тако да при рефракцији долази до дисперзије тј. разлагања светлости на њене саставне компоненте. Због тога при заласку сунца може да дође и до следеће ситуације. При заласку сунца, када од њега остане само танка црта на хоризонту, последње се спуштају зелена, плава и љубичаста боја. Пошто је у Сунчевом спектру љубичасто зрачење најслабије, а уз то се и јако расејава, оно до посматрача и не стиже. Отуда при повољним условима до нас допире зелена боја. Ова појава догађа се веома ретко,

а и ако се догоди, атмосфера мора да буде веома прозрачна а хоризонт јако уочљив. Трајање ове појаве креће се од неколико десетих делова секунде у умереним ширинама, па до неколико секунди у вишим ширинама.

Треперење звезде. Рефракцијом и дисперзијом светлости у атмосфери може да се објасни и појава треперења звезда. Она се састоји у мењању интензитета сјаја, па и боје. Утисак да звезда трепери потиче од чињенице да атмосфера никада није непокретна. У њој долази до мењања више слојева или струја ваздуха различитих густина, а осим тога у њој је присутно много вртлога који се генеришу или ишчезавају. Ваздушне струје различитих густина делују као сабирна или расипна сочива, услед чега у људско око не долазе паралелни већ фокусирани или расути зраци, што повећава или смањује интензитет светлости. Ако том приликом дође и до дисперзије светлости, осматрач са Земље звезду може да види у некој од боја беле светлости.

Земљина рефракција. Рефракција светлосних зракова потекла од предмета на Земљи назива се Земљина рефракција. Ова појава се огледа у томе да при нормалној расподели густине ваздуха с висином предмете не видимо на њиховим местима, него подигнуте за неки угао који се назива угао Земљине рефракције или једноставно Земљина рефракција. Она може да доведе до појаве *проширења и сужења хоризонта* или појаве фатаморгане.

Фатаморгана се односи на појаву анормалне рефракције при јако нарушеној расподели густине ваздуха с висином. Појава се састоји у томе што ми не видимо само неки удаљен предмет него и по неколико његових ликова, а понекад само његов лик а не и сам предмет. У зависности од положаја лика предмета који видимо, постоје различите врсте фатаморгане: ниска, висока или бочна.

Дуга представља скуп боја који може да се осмотри на завеси од кише са стране која је супротна Сунцу. Њена појава се објашњава прелажењем и одбијањем светлости на кишним капљицама. Сунчев зрак, пошто падне на капљицу, улази у њу, прелама се, одбија се од унутрашњег дела површине капи и на крају излази из ње поново преламајући се. Преламањем у капљици светлост се разлаже на саставне боје, при чему се црвена боја, због најмањег преламања црвене светлости, налази на доњем делу дуге, да би потом остале боје биле поређане у редоследу какав је у Сунчевом спектру.

Хало. Хало је светао обруч око Сунца и Месеца који се појављује из истих разлога као и дуга. Црвена боја је увек на унутрашњој, а љубичаста на спољашњој страни обруча. Хало настаје у данима када на небу видимо високе облаке у којима има довољно кристала у облику хексагоналних призмица или плочица на којима се врши разлагање светлости, а после тога и одбијање.

Венци су светли, лагано обојени прстенови који окружују извор светлости: Сунце, Месец или светлу звезду чија светлост пролази кроз танак слој облака циростратуса, цирокумулуса или алтостратуса, алтокумулуса и стратокумулуса. У потпуности развијен венац има следећи облик: непосредно око извора светлости плави или бледоплави круг који кроз жути тон прелази у црвени круг који је познат под именом венац првог реда, који може да буде окружен обојеним и мање светлим круговима виших редова.

Глорија је оптичка појава у атмосфери која се манифестује кроз појаву више обојених кругова (може да их буде и до пет) око сенке осматрача, на страни која је супротна извору светлости. Ова појава најчешће може да се осмотри у планинама при малој висини сунца. Тада се обојени кругови могу видети на „зиду" од магле када је осматрач леђима окренут сунцу.

6.13 Коришћење Сунчеве енергије

Питање које се односило на могућности коришћења Сунчеве енергије за практичне потребе одувек је било присутно у науци и пракси. Чини се да је у овом тренутку то питање веома присутно, управо због исцрпљених других енергетских извора и све већих економских проблема. Сунчева енергија може да се користи за техничке и свакодневне потребе људи: загревање, осветљење, десалинизацију воде, сушење воћа и поврћа, итд. Да би се постигла економска оправданост њене употребе, потребно је да се зна где је прилив зрачења највећи и, што је можда још важније, број сунчаних сати у току године. Коришћење ове врсте енергије се у данашње време углавном одвија њеном трансформацијом у топлотну и електричну енергију.

Најједноставнији начин обављања трансформације Сунчеве у топлотну енергију састоји се у употреби тзв. *„īоруће јаме"*. У различитим техничким модификацијама, она се састоји из јаме са дебелим бетонским зидовима и добро изолованим дном, док је њена горња страна изграђена од једног или више слојева стакла. Дно јаме је од метала обојеног црном бојом, при чему се он користи као пријемник Сунчевог краткоталасног зрачења које кроз стакло пролази без апсорпције. Загрејана метална површина губи топлоту делом проводећи је кроз дно и зидове, а делимично кроз стакло ком она извесну количину топлоте предаје и зрачењем. Температура пријемне површине није велика и износи 70–90 °C, тако да се и енергија коју дно зрачи налази у области таквих таласних дужина за које је стакло практично непрозрачно. Вишеструко покривање дна јаме металом може да повећа њену ефикасност тако да се добија температура од 200 °C. Међутим, у оваквим случајевима долази до наглог губитка топлоте, па је и коефицијент корисног дејства мали. Због тога се колектори оваквог типа користе за добијање температура до 60 °C, па отуда и њихов назив нискотемпературни. Ови колектори су веома распрострањени за намене које су већ наведене.

За добијање температура које су веће од 100 °C користи се поступак концентрације Сунчеве енергије. За то се користе огледала, рефлектори различитих облика који сабирају Сунчеве зраке, тако да тело смештено у њихов фокус може да се загреје и до температуре 3 000–4 000 °C. Ако, на пример, рефлектор има облик параболичне чаше, онда фокус неће бити у једној тачки већ ће бити једна округла „мрља" која ће максимално концентрисати енергију у центру. Уколико, пак, рефлектор има форму корита с попречним пресеком у виду параболе, онда „фокусна мрља" има форму траке. Оваква техничка решења се користе за добијање *сунчевих īећи*, које имају значајнију примену

у добијању: неоксидирајућих метала, електропроводних и електроизолационих материјала, као и у физичко-хемијским истраживањима лако топљивих метала.

Трансформацију Сунчеве енергије у електричну могуће је обавити на два начина. Један се састоји у добијању струје услед загревања спојева термобатерија путем концентрисане Сунчеве енергије, што је и ограничавајућа околност овог метода. Други начин се састоји у добијању фотострује. Предност оваквог поступка се састоји у томе што он не захтева концентрисање Сунчевог зрачења, које у таквој форми може да доведе до поремећаја у раду фотоелемената због високих температура које могу да се појаве. Друга предност фотоелемената је што они могу да користе не само директно већ и дифузно зрачење. У трансформацији енергије посебно су ефикасне термоелектричне и фотоелектричне батерије састављене од полупроводника. Ове батерије имају велику примену, посебно у сателитској технологији.

Све веће смањење фосилних енергетских извора (угаљ, нафта, гас) и већ сада забрињавајуће загађење атмосфере као последица њиховог сагоревања као озбиљан захтев истичу широку употребу нових извора енергије, али пре свега Сунца. Оно представља један огроман термонуклеарни извор који ради већ неколико милијарди година. Тако, на пример, у пустињи Каракум годишње од Сунца долази енергија која одговара енергији од 3,5 милијарди тона нафте. Ако би било искоришћено само 20% овог потенцијала, могло би да се добије 1 300 милијарди киловат-сати са површине 45 000 квадратних километара. За илустрацију колика је та енергија нека нам послужи и податак да је то годинама била производња електричне енергије у бившем Совјетском Савезу. Сунце није само непосредни него и у потпуности чист извор енергије који не производи загађење, чиме се смањује могућност повећања глобалног загревања.

У новије време издвајају се четири правца у којима иде искоришћавање Сунчеве енергије: политехнички, фотоелектрични, биолошки и хемијски. Први правац се односи на већ описани поступак трансформације Сунчеве енергије у топлотну путем колектора који имају коефицијент корисног дејства у интервалу од 50 до 70%. Други правац се односи на трансформацију Сунчеве енергије у електричну помоћу фотоелемената, који веома широку примену има у космонаутици. Трећи правац се односи на коришћење механизама биолошких система. Наиме, познато је да микроалге могу да трансформишу светлосну енергију у хемијску са коефицијентом корисног дејства до 60%. Идеја је да се овај процес још више поспеши, за шта је потребно још боље познавање механизма фотосинтезе. Један од перспективних метода трансформације светлосне енергије у хемијску састоји се у следећем. Брзорастуће микроалге би светлосну енергију користиле за образовање биомасе, коју би потом посебне врсте бактерија трансформисале у висококалорично гориво, на пример, у метан. Четврти правац развоја обухвата поступке којим би се помоћу Сунчеве енергије вода разлагала на водоник и кисеоник. Водоник би као еколошки чисто гориво при сагоревању довео воду, из које би поново могао да се регенерише за нову употребу. Овај процес би се реализовао уз коришћење ултраљубичастог зрачења и присуство посебних катализатора који би убрзавали и олакшавали процес разлагања.

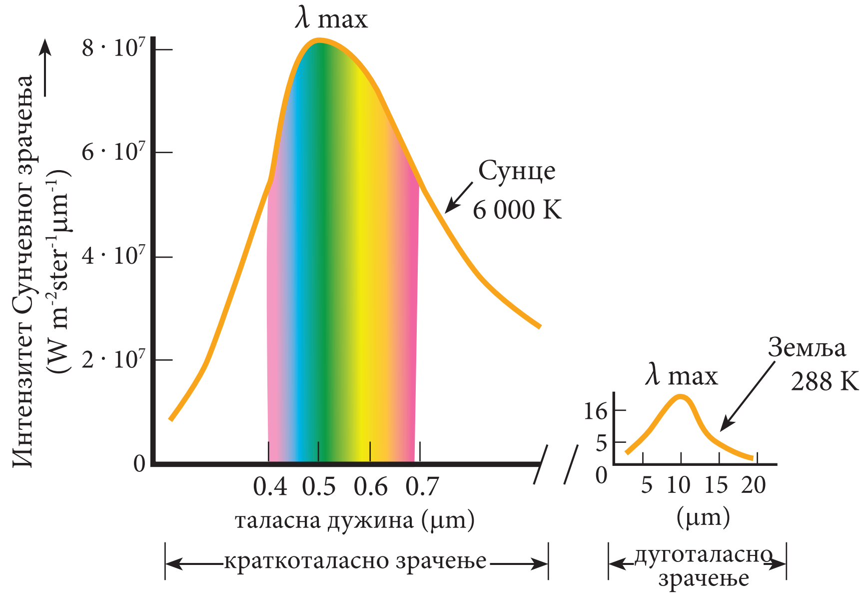
7. ЗЕМЉИНО ЗРАЧЕЊЕ И АТМОСФЕРСКО ЗРАЧЕЊЕ

Сва тела, сагласно Штефан–Болцмановом закону, зраче одређени износ енергије, што важи и за Земљу и за атмосферу. Ова дуготаласна зрачења играју битну улогу у топлотним процесима у атмосфери и на Земљи. То је разлог због чега ћемо у овој глави дати детаљнији опис природе ових зрачења, као и њихове апсорпције у атмосфери уз објашњење ефекта стаклене баште. Додатна пажња ће бити посвећена емпиријским формулама помоћу којих се израчунавају ове врсте зрачења за потребе метеоролошке праксе, да би потом уследио егзактан приказ улоге Земљиног зрачења и атмосферског зрачења у размени енергије у атмосфери, преко рачуна топлотног биланса система Земља–атмосфера. На крају ове главе, због специфичности интеракције краткоталасног и дуготаласног зрачења и биљног покривача, позабавићемо се расподелом зрачења унутар и изнад њега.

7.1 Природа Земљиног зрачења

Земља добија топлоту од Сунца. Уколико се та топлота не би трошила у енергетским трансформацијама, Земља би сваке године била све топлија, што би се свакако приметило. Искуство нам казује да таквог повишења температуре нема. А зашто га нема и објашњење је једноставно. Земља у атмосферу зрачи приближно исту количину енергије коју и прима. То зрачење се назива *Земљино зрачење* E_z. Оно се непрекидно емитује у атмосферу током 24 сата. Земљино зрачење, заједно са Сунчевим, одређује биланс зрачења површине Земље, а тиме и климу континената и океана, карактеристике годишњих доба и токове временских промена.

Осматрања указују на чињеницу да је средња годишња температура Земљине површине, осредњена за целу Земљину лопту, негде око 15 °C. По карактеру спектра, Земљино зрачење се много не разликује од зрачења апсолутно црног тела при овој температури. Уколико сада за ову температуру применимо Винов закон (2.53), налазимо да се максимум зрачења постиже за таласну дужину од око 10 μm. На слици 2.14 је приказан интензитет Земљиног зрачења у поређењу са Сунчевим. Таласне дужине овог зрачења су у просеку око двадесет пута веће од таласне дужине која одговара максимуму зрачења у спектру Сунчевог зрачења.



Слика 2.14 Интензитет Земљиног зрачења у поређењу са Сунчевим

Отуда се и Земљино зрачење сврстава у дуготаласно зрачење. На истој слици се уочава да за таласне дужине мање од 4 μm зрачења практично нема, тако да је очигледно да ови спектри припадају области инфрацрвеног зрачења, како је оно названо у поглављу 6.1 о спектру електромагнетног зрачења.

Земљино зрачење и атмосферско зрачење, на пример, омогућавају да се преко метеоролошких сателита одреде температуре површине Земље и појединих слојева атмосфере. Ово је могуће пошто је Земљино зрачење E_z доста блиско зрачењу апсолутно црног тела и сасвим је прихватљива претпоставка да оно може да се опише Штефан–Болцмановим законом (2.52), тј.

$$E_z = \sigma T_z^4, \tag{2.74}$$

где је T_z апсолутна температура површине земљишта. Да би читалац стекао увид у ред величине овог зрачења, навешћемо један пример. Ако у последњу једначину уврстимо вредност од 288 K, што одговара горе поменутој средњој температури површине Земље, долазимо до вредности од 390,9 W m^{-2}.

Као што је већ истакнуто, емисиона способност природних површина нешто је мања од емисионе способности апсолутно црног тела, тако да Земљино зрачење може да се напише у облику

$$E_z = \varepsilon_z \sigma T_z^4. \tag{2.75}$$

Емисиона способност ε_z Земљине површине, која је по Кирхофовом закону једнака њеној апсорпционој способности, има различите вредности које су углавном блиске

јединици. На пример, емисионе способности појединих површина имају следеће вредности: вода – 0,993, свеж снег – 0,986, густа трава – 0,970, глиновита земљишта 0,980, песак – 0,914 и листопадна шума – 0,970. Видимо да Земља, практично, може да се сматра апсолутно црним телом.

7.2 Атмосферско зрачење

Једноставан рачун показује да Земљина површина и при нижим температурама губи већу количину топлоте. Међутим, у стварности је ситуација нешто другачија. Осматрања показују да Земља губи знатно мање топлоте него што показује рачун. Разлог је једноставан. Атмосфера, и када је небо прекривено облацима и када је без њих, емитује дуготаласно атмосферско зрачење усмерено ка Земљи E_a, којим се надокнађује губитак топлоте настао Земљиним зрачењем. Ово зрачење се понекад назива *противзрачење атмосфере*.

Атмосферско зрачење је доста сложен процес. Сваки слој у атмосфери дебљине Δz више ће да зрачи уколико је у њему већи садржај водене паре и угљен-диоксида и уколико је температура тог слоја виша. Зрачење уоченог слоја усмерено наниже делимично се апсорбује и слаби у нижим слојевима атмосфере. Међутим, њему се придружује и зрачење тих слојева, те се овај процес и назива *пренос зрачења. Т*о практично значи да ми на Земљи атмосферско зрачење E_a региструјемо као суму делимично ослабљеног зрачења посебних слојева. У атмосфери, на некој висини z, осим флукса зрачења усмереног наниже $A_z(z)$ уочава се и флукс зрачења $B_z(z)$ усмерен навише, који се састоји од Земљиног зрачења и зрачења нижих слојева атмосфере ослабљеног на путу до висине z. Том приликом обе врсте флуксева на један сложен начин зависе од висине z. Сасвим је природно да је од важности да знамо колико се слој Δz загреје или, пак, охлади преко флуксева $A_z(z)$ и $B_z(z)$. Величина $D_z(z)$ дефинисана као

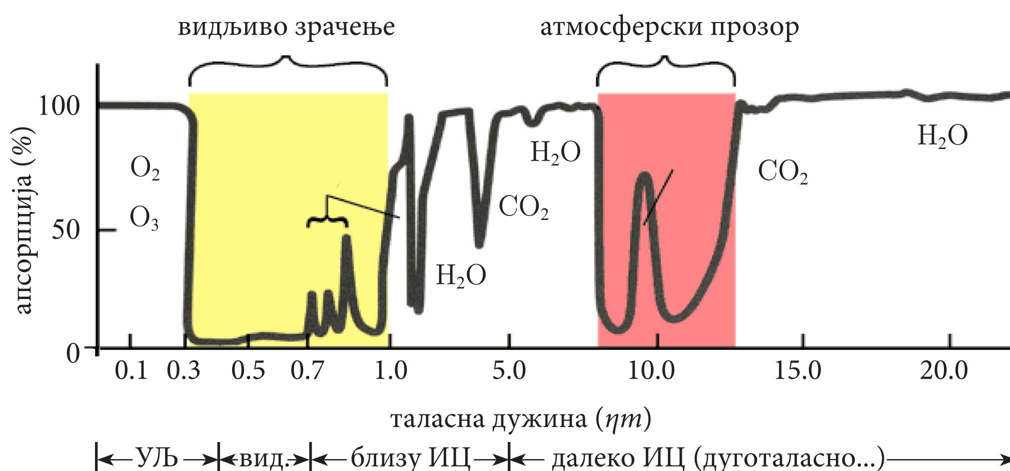
$$D_z = A_z(z) - A_z(z + \Delta z) + B_z(z + \Delta z) - B_z(z) \qquad (2.76)$$

даје нам одговор на постављени захтев. Величина $D_z(z)$ се назива и дивергенција зрачења у слоју Δz. Уколико је она негативна, очигледно је да флуксеви $A_z(z)$ и $B_z(z)$ загревају слој ваздуха дебљине Δz, док позитивна дивергенција указује на његово хлађење.

7.3 Апсорпција дуготаласног зрачења у атмосфери

Састојци атмосфере на различите начине учествују у апсорпцији дуготаласног зрачења. Међутим, у атмосфери највећи део овог зрачења бива апсорбован од стране водене паре, угљен-диоксида и озона, док његов мањи износ апсорбују неки други састојци атмосфере , пре осталих: угљен-моноксид, азот-оксид и метан. На горњем делу

слике 2.15 приказана је пропустљивост атмосфере у зависности од таласних дужина. На њој су назначени гасови који највише доприносе смањењу пропустљивости које се манифестује кроз повећану апсорпцију. Са слике се јасно види да се највише апсорбују зрачења таласних дужина од 5 μm до 7,5 μm. Непосредно иза овог максимума долази област таласних дужина од 8,5 μm до 12,0 μm, где је коефицијент апсорпције за водену пару око хиљаду пута мањи него у претходном интервалу. Практично, у овом интервалу атмосфера је за дуготаласно зрачење отворена као прозор. Отуда и назив – *атмосферски „прозор”*. Иза овог прозора коефицијент апсорпције водене паре поново расте с таласном дужином. За разлику од водене паре, угљен-диоксид највећу апсорпцију и зрачење постиже у интервалу таласних дужина од 12,9 μm до 17,1 μm, или око 15,1 μm у просеку.



Слика 2.15 Зависност пропустљивости атмосфере од таласних дужина компонената електромагнетног зрачења

Осматрања указују на чињеницу да су слојеви у којима се акумулира топлота, а потом у виду противзрачења атмосфере враћа на Земљу, различите дебљине. Тако, на пример, слој атмосфере који враћа на Земљу око 90% зрачења таласне дужине 6,27 μm има дебљину од око 15 m. У атмосферском „прозору” ова дебљина иде и до 3 km, да би се потом смањила на око 200 m. У просеку се око 20% атмосферског противзрачења образује у нижем слоју дебљине од 0,8 m, а 35% у слоју дебљине од око 6 m. Међутим, овај слој је незнатно хладнији од површине Земље, тако да је у овом делу спектра разлика $E_z - E_a$ мала и пропорционална је вертикалном градијенту температуре. До Земље не долази и противзрачење виших слојева атмосфере које бива апсорбовано на путу до ње, тако да пут наставља само противзрачење атмосфере у спектралном делу који покрива атмосферски „прозор”.

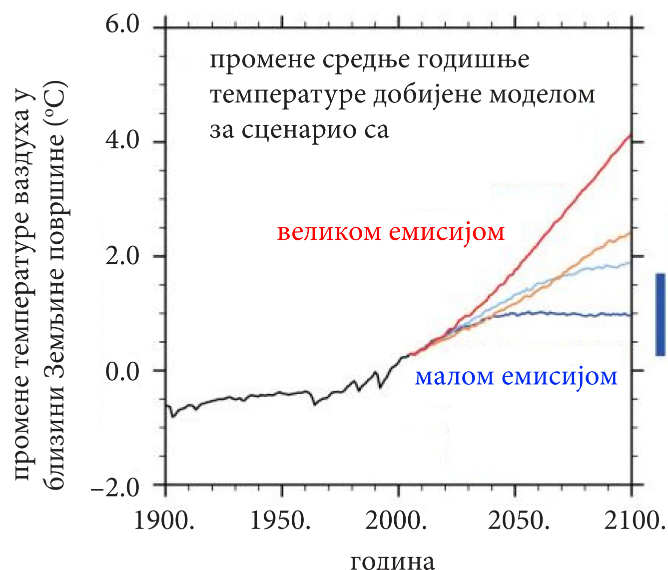
Једна чињеница је веома важна за топлотни биланс атмосфере. Наиме, кроз атмосферски „прозор” неповратно одлази у васионски простор свега 17% зрачења површине

Земље при њеној температури од 0 °C. У области „прозора” при таласној дужини од 9,6 μm дуготаласно зрачење бива интензивно апсорбовано од стране озона. Рачун показује да је његов допринос противзрачењу атмосфере занемарљив у односу на водену пару. За таласне дужине веће од 12 μm атмосфера постаје све мање прозрачна за дуготаласно зрачење, а сама интензивније зрачи у правцу Земље. У васионски простор одлази део зрачења емитованог од виших слојева тропосфере, али како су они хладни тај износ је веома мали.

Ако бисмо направили инвентар дуготаласног зрачења које од Земље и атмосфере одлази у васионски простор, најкраћи резиме би могао да изгледа овако. Осим релативно малог дела зрачења које се губи неповратно кроз атмосферски „прозор”, у осталом домену таласних дужина атмосфера емитује зрачење као што то чини апсолутно црно тело при истој температури. С друге стране, површина Земље емитује дуготаласно зрачење, приближно као апсолутно црно тело, у целокупном интервалу таласних дужина. Дакле, у васионски простор из система Земља–атмосфера емитује се дуготаласно зрачење које је састављено од: 1) атмосферског зрачења у областима таласних дужина где преовлађује јака апсорпција и 2) Земљиног зрачења у областима слабе апсорпције у атмосфери.

У одсуству атмосфере површина Земље, при албеду од 0,29, имала би средњу температуру од 16 °C.

Осматрањима се дошло до вредности од 14 °C. Дакле, зрачење површине Земље у знатној мери бива апсорбовано од стране угљен-диоксида, водене паре и озона, који уз метан и азот-диоксид чине групу тзв. *гасова стаклене баште*. Ова појава која се манифестује кроз задржавање инфрацрвеног зрачења од стране атмосферских гасова позната је под именом – *атмосферски ефекат*. Овај ефекат је много познатији под именом – *ефекат стаклене баште*, пошто стакло које покрива стаклене баште, аналогно, пропушта краткоталасно Сунчево зрачење, али задржава Земљино зрачење за таласне дужине веће од 3 μm. Иако је најчешће у употреби, сматра се да овај назив и није сасвим примерен, будући да апсорбовање инфрацрвеног зрачења није главни узрочник повишења температуре у стакленим баштама. Наиме, повишена температура у стакленим баштама више је условљена чињеницом да стаклени омотач спречава даље одлажење топлог ваздуха који се као топлији диже увис. Позната је чињеница да концентрација угљен-диоксида расте за око 0,4% годишње, и за око 25% је већа него што је била пре сто година, што само делимично указује на озбиљност последица овог ефекта. У новије време, осим наведених, гасовима стаклене баште се у већој мери придружују и други гасови чија концентрација расте због разних активности човека (метан због пољопривредних активности) или због директне производње (хлорофлуорокарбонати који нису ни постојали пре неколико деценија).



Слика 2.16 Осмотрене (црна боја) и климатским моделом пројектоване средње глобалне температуре ваздуха на висини од 2 m од површине Земље, за период 1900–2100. године, за четири нивоа емисије гасова. Стубићи различитих боја приказују пројекције осредњених вредности добијених моделом. Промене се односе на осредњене вредности за период 1986–2005. године (IPCC, 2013).

Наравно, одмах се поставља питање да ли се може, и колико поуздано, предвидети шта ће се даље дешавати. Нумерички модели за општу циркулацију атмосфере користе се за ову сврху више од две и по деценије. Типично питање које се том приликом поставља је колико ће порасти средња глобална температура ваздуха при површини Земље ако се концентрација угљен-диоксида (сл. 2.16), или општије гасова стаклене баште, удвостручи у односу на прединдустријску вредност у ваздуху (280–290 ppm). Неки од аутора су овакве рачуне поодавно објавили, при чему се добијене вредности крећу од 4,0 °C па до 5,2 °C. Наведени бројеви делују веома узнемирујуће. То узнемирење може да буде појачано ако се узме у обзир да је штедњом горива, тј. преласком у што већој мери на енергију која није добијена сагоревањем фосилних горива (Сунчева енергија, други алтернативни извори енергије, нуклеарна енергија) и престанком производње хлорофлуорокарбоната, могуће да се удвостручење гасова стаклене баште одложи, али не и спречи. Очигледно, потребно је да се обаве темељна истраживања могућих климатских промена која би нас довела до драгоцених информација. Том приликом потребно је да се истраживања обављају уз употребу модела за интеракцију тла и атмосфере за мање размере, и уз коришћење резултата климатских модела.

У метеорологији је веома често у употреби једна величина која је позната као *ефективно зрачење Земљине површине* или кратко *ефективно зрачење*. Оно је дефинисано као разлика између Земљиног зрачења E_z, при температури T_z, и противзрачења атмосфере E_a. Ако се E_z експлицитно изрази преко једначине (2.75), налазимо да ефективно зрачење E_{ef} може да се изрази у облику

$$E_{ef} = E_a - \varepsilon_z \sigma T_z^4. \qquad (2.77)$$

Ефективно зрачење зависи од температуре земљишта, али и од температуре и влажности ваздуха. Оно скоро увек има негативну вредност, изузев при јако високим температурама ваздуха и високом садржају влаге у ваздуху. Ипак, највише утицаја на ефективно зрачење има облачност која га знатно смањује. Ово се објашњава чињеницом да честице унутар облачне капљице зраче доста енергије у правцу Земље. Насупрот томе, сасвим мала облачност или њена потпуна одсутност знатно повећавају ефективно зрачење. Оваква ситуација претходи једној метеоролошкој појави – мразу. Читаоцу је свакако позната ситуација да појаву мраза прати тиха и ведра ноћ. Због одсуства облака и повећаног ефективног зрачења само мањи део топлоте се враћа на површину земљишта, које се приметно охлади као и слој ваздуха који је непосредно уз њега. Тај слој ваздуха је онда хладнији од слоја ваздуха изнад њега, што типично може да се осмотри при појави мраза. Управо покушај да се ефективно зрачење смањи је један од начина којим се у пољопривреди биљке штите од измрзавања. Нешто више детаља о тим поступцима сазнаћемо у петом делу уџбеника.

7.4 Емпиријске формуле за израчунавање противзрачења атмосфере

Познавање вредности Земљиног зрачења и противзрачења атмосфере је веома важно за неке прорачуне у метеоролошкој, а доста често и у пољопривредној пракси. На пример, приликом израчунавања топлотног биланса различитих природних површина као што су: водени базени, голо земљиште или земљиште под вегетацијом. Међутим, познавање њихових вредности осмотрених у мрежи стандардних метеоролошких станица, у поређењу с другим метеоролошким елементима, веома је оскудно. Због тога се често и прибегава одређивању *емӣиријских формула*. Тај поступак се најчешће обавља на следећи начин.

Прво се претпостави да атмосферска променљива за коју се одређује формула f зависи од два или више метеоролошких елемената (x_1, x_2, ... x_n), тј.

$$f = f\,(x_1, x_2, x_3, ..., x_n). \qquad (2.78)$$

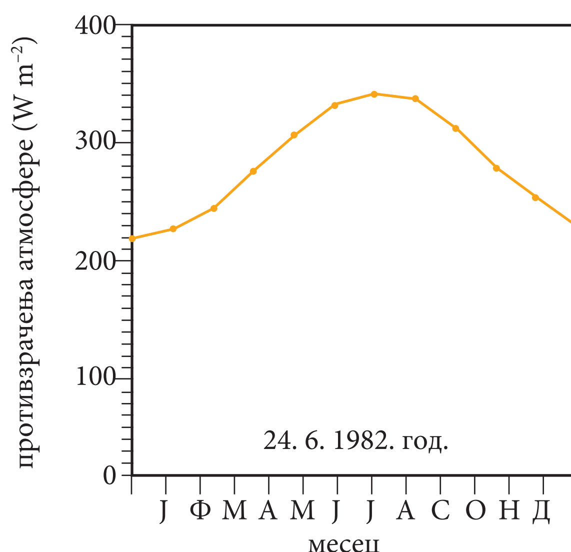
Том приликом увек се води рачуна да се предност да оним елементима од којих уочени елеменат, по нашем искуству, највише и зависи. У пракси тај број обично не прелази број од три елемента. Следећи корак се састоји у истовременим мерењима уоченог елемента и елемената које смо изабрали, при чему мерења треба да задовоље следећа два услова: 1) да обухвате више различитих временских ситуација и 2) да их има довољан број, чиме се обезбеђује и поуздана примена неког математичког поступка при њиховој обради. Међутим, много се чешће при одређивању емпиријских формула овај поступак замењује коришћењем података из вишегодишњих климатолошких низова. У последњем кораку, опет на основу искуства, претпостављамо и облик функционалне

зависности у једначини (2.78). Коначно, неким од поступака математичке статистике одреде се вредности коефицијената, чиме се добија емпиријска формула у којој знак једнакости назначава да је формула само приближно тачна.

Одређивању емпиријских формула у метеорологији најчешће се прибегава када су у питању: глобално зрачење, противзрачење атмосфере и испаравање са различитих површина. Једна од најчешће употребљаваних емпиријских формула за израчунавање противзрачења атмосфере је Брентова (*Brent*) формула, која има облик

$$E_a = \sigma T_a^4 (a + b\sqrt{e_a}). \qquad (2.79)$$

У њој уведене ознаке имају следећа значења: T_a – апсолутна температура ваздуха на некој висини (која обично одговара висини метеоролошког заклона, тј. 2 m), $a = 0{,}526$, $b = 0{,}065\ (\text{mb})^{-1/2}$, док је e_a одговарајући притисак водене паре у милибарима. На слици 2.17 приказан је годишњи ход противзрачења атмосфере у Новом Саду израчунат преко Брентове формуле.

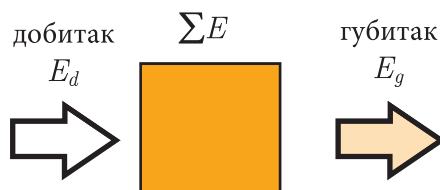


Слика 2.17 Годишњи ход противзрачења атмосфере у Новом Саду израчунат преко Брентове емпиријске формуле

7.5 Преглед начина размене енергије у атмосфери

Класична климатологија се веома дуго бавила временском и просторном расподелом тзв. основних климатских елемената, као што су нпр. температура и влажност ваздуха. Такви подаци дају нам веома корисну информацију о стању атмосфере у некој области, али том приликом не обезбеђују довољно детаљну информацију о начину како је дошло до образовања уочених особености. То нас наводи на помисао да су наведени параметри само индиректне мере много фундаменталнијих величина.

Тачно је да су температура и влажност ваздуха, редом, мере топлотног стања и стања воде у атмосфери, али су они тесно везани са основним енергетским трансформацијама и водним циклусом у систему Земља–атмосфера. Проучавање ових циклуса, укључујући трансформације, размене и акумулирања енергије и масе (влага и вода), јесте и основа на којој се данас заснивају физичка климатологија и метеорологија.



Слика 2.18 Проток енергије кроз један систем

Однос између протока енергије и климе може да се илуструје на веома једноставан начин. Закон о одржању енергије нам каже да она не може нити да се створи нити да се уништи, већ само да пређе из једног облика у други. То значи да за један једноставан систем приказан на слици 2.18 постоје две могућности. Прва је да је у важности једнакост

$$E_d = E_g, \tag{2.80}$$

што значи да нема промена у билансу енергетског стања система кроз који енергија протиче, пошто су добитак (доток) E_d и губитак енергије E_g једнаки. Читалац свакако уочава да то не значи да систем *не їоседује* енергију, већ само да *нема* промене у енергетском стању система. И још нешто. То не значи да енергија на излазу из система мора да има исти *облик* као енергија на улазу у систем. Енергија која је важна за процесе у систему Земља–атмосфера углавном се јавља у четири облика и то као: зрачна, топлотна, кинетичка и потенцијална. Том приликом могуће су разне комбинације у добитку и губитку енергије у систему. Поред различитих облика енергије, у природи се јављају и различити начини *їреноса енерїије*. У систему Земља–атмосфера он се јавља у три облика: провођење (кондукција), конвекција и зрачење (радијација).

Друга могућност, поред већ наведене, са системом приказаним на слици 2.18 је да важи

$$E_d = E_g + \sum E. \tag{2.81}$$

За највећи број система у природи једнакост $E_d = E_g$ је у важности ако су вредности чланова у њој добијене интеграцијом за веома дуг период, нпр. једну годину. За краће временске периоде енергетски биланс система може знатно да се разликује од ове једнакости. Разлика између дотока и губитка енергије ($\sum E$) доводи до промене енергетског стања у систему, при чему по конвенцији позитиван знак значи да се енергија система

повећава. Пример једне такве ситуације препознатљив је у систему земљиште–атмосфера, где акумулација топлотне енергије доводи до повишења температуре земљишта или ваздуха, о чему ће бити речи у две наредне главе.

Наведени опис је изразит пример везе између *процеса који се одигравају* (проток енергије) и *одговора система* (температурне промене). Њихов целокупан однос у основи описује везу између узрока и ефекта. Дубина разумевања особина неког система зависи од тога колико нам је познат механизам система унутар осенченог блока на слици 2.18. Унутар тог блока енергија може да буде: усмерена у различите подсистеме, трансформисана у различите облике и транспортована на различите начине. Расподела енергије по појединим подсистемима није случајан процес, већ је условљен физичким особинама система. За случај енергије, ове особине укључују способност система за: 1) апсорбовање, преношење, рефлектовање и емитовање зрачења, 2) провођење и конвенкцију топлоте и 3) акумулирањее енергије.

У овој и претходној глави доста пажње је посвећено зрачењу као начину транспорта енергије у систему Земља–атмосфера, тако да ћемо на овом месту више пажње посветити другим двама поменутим начинима транспорта енергије, а који су знатно заступљени у наведеном систему.

Молекуларно провођење топлоте или *кондукција* је процес којим се унутар супстанце топлота преноси ударима молекула који се брзо крећу. Овај начин транспорта топлоте је доминантан код чврстих тела, мање значајан код течности, а најмање значајан у гасовима. Следствено томе, он је занемарљив и у енергетским разматрањима везаним за атмосферу изузев веома танког слоја ваздуха, тзв. *ламинарног слоја*, који належе на земљиште (до 5 mm). Међутим, провођење је једини начин којим се топлота транспортује у земљишту, при чему она умногоме зависи од његових топлотно-физичких особина.

Процес *конвекције* укључује у себи вертикалну размену делића флуида, тј. течности и гасова. У атмосфери, засебне запремине ваздуха (вртлози) транспортују енергију и масу са једног на друго место. Ови вртлози се у стање турбулентног кретања могу довести путем слободне или принудне конвекције. *Слободна* (*термичка*) *конвекција* настаје услед разлике у густинама између делића ваздуха и околног ваздуха. На пример, ако делић ваздуха има вишу температуру од средине која га окружује, онда ће и његова густина да буде мања, тако да ће делић тежити да се подиже увис. Обрнута слика уочава се када је делић ваздуха хладнији од околине; онда ће делић да се креће наниже. Сасвим леп пример конвекције је кретање воде у посуди која се загрева. Сличну ситуацију имамо и у атмосфери када се честице ваздуха уздижу кад је тло јако загрејано услед великог дотока Сунчевог зрачења. Са становишта стабилности атмосфере слободна конвекција проузрокује њену нестабилност, док пригушивање конвекције води ка стабилности. У атмосфери, у близини површине земљишта, долази до вертикалних кретања и када се ваздух пребацује преко препрека (узвишења, шуме, урбане средине, итд.). Ова врста конвекције позната је као *принудна* или *динамичка конвекција*. Она зависи од храпавости подлоге и брзине ваздушног струјања. Нису честе ситуације када се конвекција јавља искључиво у једном

од наведених облика. Обично су у атмосфери истовремено заступљена оба типа конвекције, што је познато под именом *помешана конвекција* или једноставно – конвекција.

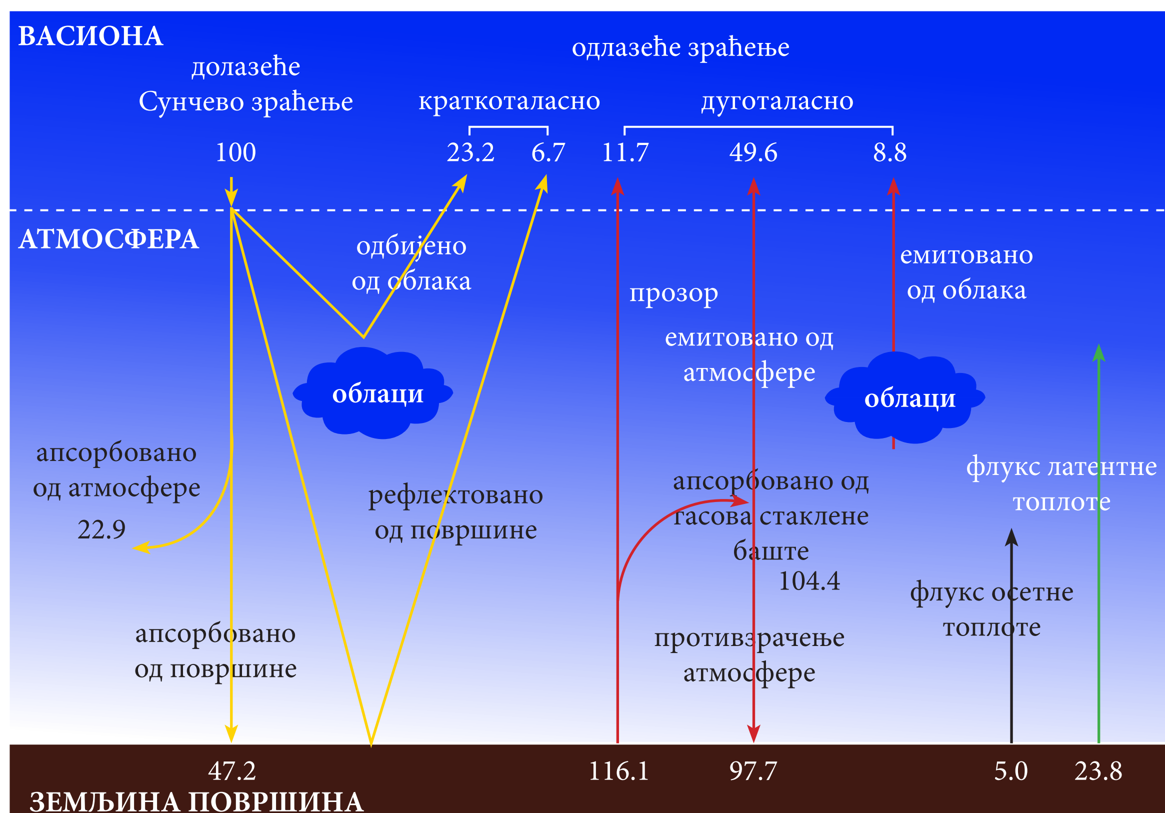
У процесу конвекције енергија може да се преноси на два начина. Ако се, на пример, додавање или одузимање топлоте неком телу осети као повишење или снижење његове температуре, онда говоримо о *осетној топлоти*. С друге стране, да би супстанца у течном стању на датој температури прешла у пару на истој температури, потребно је довести топлоту. Та топлота која не ствара осећај да се температура променила је *латентна топлота*. Она се налази у супстанци спремна да се ослободи када се супстанца врати у претходно стање. Према томе, енергија се увек троши при прелазу супстанце у више енергетско стање (из чврстог у течно или из течног у пару) или се ослобађа при обрнутим прелазима.

У атмосфери се транспорт топлоте путем конвекције обавља у форми осетне и латентне топлоте. Осетна топлота се вртлозима преноси са топлије површине у хладније више слојеве атмосфере, где се они мешају са околним ваздухом. Обрнути транспорт се одиграва када је ваздух топлији од површине. Транспорт латентне топлоте је повезан с транспортом водене паре. На пример, енергија у виду латентне топлоте бива придодата делићу влажног ваздуха образованог изнад неке површине која испарава. Пошто делић оде на већу висину, латентна топлота се ослобађа да би загрејала околни ваздух када се водена пара кондензује у облаку.

7.6 Топлотни биланс система Земља–атмосфера

Сумарно разматрање врста и величина појединих компонената топлотног биланса атмосфере обављено је више пута последњих деценија, сваки пут са баш занемарљивим променама у односу на претходна разматрања. Последњи овакав ауторитаван приказ потиче из чланка МекКракена (MacCrackena, 1985), саставног дела обимне студије *Пројекција климатских ефеката повећавања концентрације угљен-диоксида* Секретаријата за енергију Сједињених Америчких Држава. Овај сумарни приказ репродукован је на слици 2.19. Вредности токова енергије на слици приказане су у процентима средњег флукса зрачења који на Земљу долази са Сунца, тако да укупно краткоталасно зрачење које долази на Земљу износи 100 јединица. Треба подвући да су приказане вредности само процене, са тачношћу колико се то до сада дало учинити. Последње вредности се нпр. и за по неколико процената, чак и по 5-6 у три случаја, разликују од вредности према ранијим студијама.

Од долазећег Сунчевог зрачења атмосфера директно апсорбује 22,9% и то тако да водена пара, угљен-диоксид, прашина и озон апсорбују 19%, док облаци апсорбују 3,9%. Око 29,9% бива рефлектовано, од тога преко половине од облака (17%), мањи део од молекула ваздуха (6,2%), и најзад најмањи од површине океана и копна (6,7%). Преостали део, око 47,2%, апсорбује површина Земље.

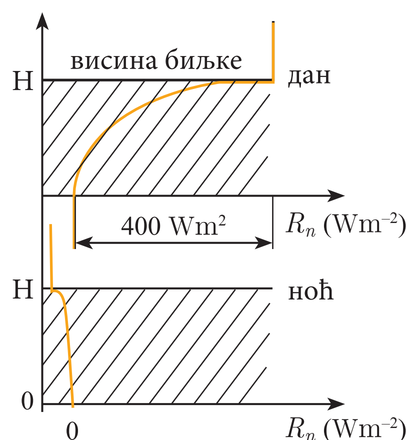


Слика 2.19 Топлотни биланс атмосфере

Атмосфера се првенствено загрева дуготаласним зрачењем: око 116,1 јединица у виду зрачења одлази са површине увис, од чега атмосфера апсорбује око 104,4 јединица. Можда је изненађење што је износ енергије која у виду зрачења одлази са површине увис већи од 100%. Треба се, међутим, подсетити да је средња годишња температура површине Земље виша за око 33 °C од еквивалентне температуре Земље. Али ако поставимо питање којим путем се површина Земље највише *хлади*, видимо да је то губитком топлоте испаравањем (23,8%). Транспорт латентне топлоте у атмосферу је према подацима на слици већи од збира губитака топлоте површине дуготаласним зрачењем (116,1% – 97,7%) и транспортом осетне топлоте (5%). Од гасова који се налазе у атмосфери најефикаснији апсорбер дуготаласног Земљиног зрачења је водена пара, па затим угљен-диоксид и озон тј. већ поменути гасови „стаклене баште". Око 9% енергије инфрацрвеног зрачења одлази неапсорбовано у васионски простор. Напоменимо да се ово првенствено догађа унутар атмосферског „прозора".

7.7 Вертикална расподела зрачења и осветљења изнад и унутар биљног покривача

Сунчево зрачење веома брзо бива апсорбовано од стране биљног покривача. Многа мерења показују да између његовог интензитета и укупног индекса неке површине постоји експоненцијална зависност. Лишће је веома јак абсорбер за видљиво зрачење, док дуготаласно зрачење у опсегу таласних дужина од 0,7 μm do 1 μm апсорбује у знатно мањој мери. То је разлог због чега интензитет видљивог зрачења бива највише ослабљен апсорбовањем, у односу на остала зрачења из Сунчевог спектра, при проласку кроз биљни склоп. Тако, на пример, при проласку кроз зрело жито Сунчево зрачење може да буде редуковано на износ од 5 до 10% у односу на интензитет зрачења које је стигло на његову површину. Индекс лисне површине (укупна површина листова по 1 m^2 изражена у $m^2\ m^{-2}$) који је потребан да произведе слабљење зрачења 95%, при проласку кроз биљни склоп, варира од 3 $m^2\ m^{-2}$ код склопова са хоризонталном архитектуром лишћа па до 10 $m^2\ m^{-2}$ код склопова код којих листови имају положај који више нагиње ка вертикалном положају. У шумама је то слабљење још више изражено. Због присуства грана и стабала, који задржавају знатан део светлости, тај износ при површини земљишта може да падне на свега 1 до 2% од интензитета светлости на површини шуме.



Слика 2.20 Идеализовани профил биланса зрачења R_n изнад и унутар биљног покривача

Слика 2.20 на илустративан начин показује вертикалну расподелу биланса зрачења изнад и унутар биљног покривача током дана и ноћи. Током дана, у горњим деловима биљног склопа расподела биланса зрачења је веома слична расподели Сунчевог зрачења. Та сличност профила прелази у разлику са приближавањем површини земљишта, где се температура земљишта и доњих листова мало разликују. Током ноћи биланс зрачења има расподелу која је супротна наведеној и која је веома осетљива на промене температурног градијента унутар биљног склопа.

8. ТОПЛОТНИ РЕЖИМ ЗЕМЉИШТА И ВОДЕ

Земљиште је доња граница атмосфере и њен својеврсни „грејач" и „расхлађивач". Ова трокомпонентна средина, обједињујући у себи: воду, ваздух, чврсту и органску материју, различито загревајући и хладећи атмосферу изнад различитих подлога, доприноси појави многих процеса у њој. Поменимо само циркулације различитих временских и просторних размера које настају као директна последица температурних контраста подлога, насталог услед њиховог различитог загревања. Земљиште је интересантно и са становишта загревања његових дубљих слојева. Понекад овај сложени систем није могуће у потпуности сагледати са становишта апроксимације, да се оно у физичком смислу третира као чврсто полубесконачно тело кроз које се топлота простире механизмом провођења. Топлотна проводност земљишта изразито зависи од садржаја: воде, ваздуха и чврсте фазе, тако да се простирање топлоте у дубље слојеве одвија мало другачије него што би се то дешавало под условом да је топлотна проводност константна.

Ова глава ће бити посвећена образложењу механизма загревања земљишта, како његове активне апсорпционе површине тако и дубљих слојева, полазећи од дефиниције његове активне апсорпционе површине. Крај главе је резервисан за опис механизма загревања и хлађења водених басена, који, такође, као активна апсорпциона површина учествују у загревању атмосфере.

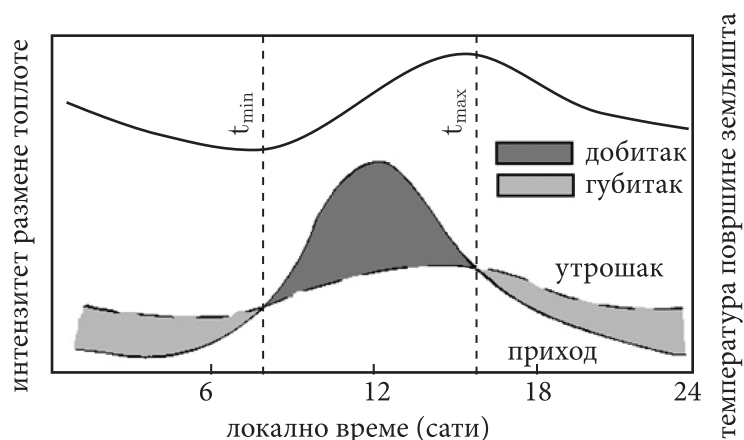
8.1 Активна површина

У метеорологији, а и у неким другим наукама, често се употребљава појам „површина Земље". Позабавићемо се овим појмом уз покушај да га строже дефинишемо, наравно са становишта његове употребе у метеорологији. По правилу, под појмом „површина" у многим наукама подразумева се раван која раздваја две различите средине. Сама површина не поседује ни енергију ни масу, међутим, истовремено она се појављује и као област где се одигравају веома важни процеси размене и трансформације енергије и масе.

Међутим, проблеми настају када површину треба дефинисати у природним условима. У том случају, на пример, она може: да се нађе у стању кретања (вода), бити полупропустљива за зрачење (лед, снег, вода, вегетациони покривач), да се састоји из мноштва малих елемената (лишће на дрвећу), да има храпаву структуру услед присуства високих препрека, зграда у градовима итд. Према томе, дефиниција *активне површине*

као неког релативно танког слоја у ком се најизразитије (најактивније) манифестују атмосферски процеси – тачније њихови циклуси, који одређују карактер времена и климе у тој или другој области или за целу Земљу, намеће се и представља најприроднији избор. То је слој, стилизовано назван површина, у ком се велики део енергије зрачења апсорбује, рефлектује, емитује и где се одиграва основна трансформација свих видова енергије (зрачне у топлотну, топлотне у топлоту фазних прелаза, итд.) и масе (фазни прелази воде). Коначно, то је површина на коју падају падавине и место изразитог утицаја на ваздушна струјања. Напоменимо да је за ову површину као синоним у употреби и израз активна апсорпциона површина.

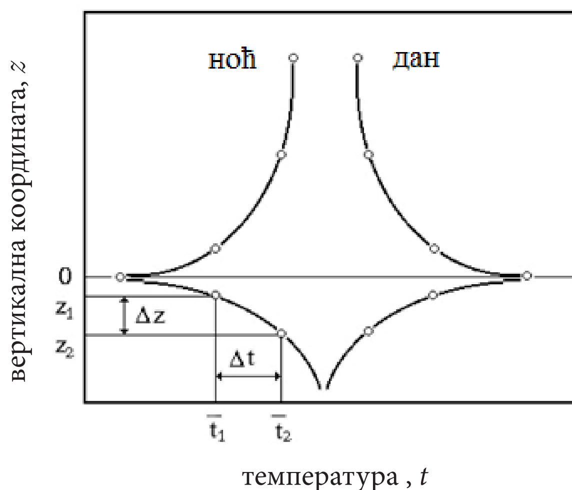
Строго говорећи, ниједна површина није равна већ се састоји од елемената храпавости одређеног облика. Зато је за даљу употребу овог појма потребно и извесно упрошћавање. Мишљења смо да концепцију активне површине треба схватити довољно еластично да би се обезбедили потребан просторни размер и одговарајућа тумачења у даљем излагању.



Слика 2.21 Однос између размене топлоте на површини земљишта и дневног хода њене температуре. Испрекидана линија означава криву утрошка, док пуна линија означава криву добитка топлоте.

Дубљу представу о активној површини могуће је добити уколико се она размотри преко односа између топлотног биланса и температуре на површини земљишта. За то нам може послужити слика 2.21, која се односи на идеализовану површину голог земљишта за случај безоблачног времена. У току дужег дела дана топлота интензивније доспева до површине него што одлази са ње (добитак топлоте је већи од губитка), што доводи до акумулирања њеног вишка и даље до повишења њене температуре. Међутим, треба приметити да се време појаве максимума температуре не поклапа с временом максималног дотока енергије. Температура наставља да расте и после времена када добитак топлоте достигне највећу вредност. Ово се објашњава чињеницом да је у току и неколико наредних сати енергетски приход (пуна линија) још увек већи од његовог расхода (испрекидана линија); дакле, и даље се акумулира вишак топлоте. Максимум наступа када приход и утрошак топлоте постану једнаки. Непосредно потом утрошак

топлоте постаје све већи, тако да температура почиње да опада. Снижење температуре се продужава до тренутка до када је утрошак топлоте већи од њеног прихода. У тренутку када они постану једнаки, температура достиже своју минималну вредност. Према овом, дневни ход температуре на површини земљишта може да се резимира на следећи начин: минимум температуре може да се осмотри пре изласка сунца, док максимум може да се осмотри после поднева.



Слика 2.22 Идеализован профил температуре ваздуха и земљишта у близини њихове граничне површине за случај лепог времена

Током дана у систему земљиште–атмосфера, површина земљишта апсорбује максималну количину зрачења и загрева се до максималне температуре. Ноћу, обрнуто, површина земљишта интензивно губи топлоту (енергетски дефицит достиже своју највећу вредност), да би се расхладила до најниже температуре. Са удаљавањем од површине, која дели систем земљиште–атмосфера, утицај подлоге постаје мање изражен, тако да долази до појаве карактеристичних вертикалних расподела температуре у близини површине земљишта у виду дневних и ноћних профила (сл. 2.22).

8.2 Загревање и хлађење земљишта

Топлотни режим активне површине земљишта углавном је одређен зрачним билансом. Боја, састав и структура земљишта одређују и износ краткоталасног зрачења који се апсорбује или зрачи од стране активне површине земљишта. На пример, тамна земљишта, која имају малу способност рефлексије, током дана се више загреју али и брже охладе ноћу него, пак, светлија земљишта. Када је зрачни биланс позитиван, активна површина земљишта предаје топлоту дубљим слојевима земљишта и ваздуху. Ако је, с друге стране, зрачни биланс негативан, топлота се из дубљих слојева земљишта а делом и из ваздуха преноси на активну површину земљишта.

При загревању или хлађењу земљишта незаобилазан је и допринос кондензације водене паре и испаравања воде, процеса који се одигравају на активној површини земљишта. При кондензацији се ослобађа латентна топлота кондензације, која се троши на загревање земљишта. Међутим, приликом испаравања део топлоте у земљишту троши се у виду латентне топлоте испаравања. Коначно, део топлоте у земљишту троши се и на хемијске и биолошке процесе: растварање соли, усвајање хранљивих материја од стране кореновог система, итд.

Простирање топлоте кроз неку средину зависи и од топлотно-физичких карактеристика те средине тј. специфичне топлоте и топлотне проводности. Тако је и са земљиштем, при чему та зависност није тако очигледна као код једнокомпонентних средина. Наиме, код земљишта су присутне три компоненте: чврста (органска и неорганска), течна (вода) и гасовита (ваздух). Управо из разлога што је земљиште вишекомпонентна средина обично се дефинишу две врсте специфичне топлоте: тежинска и запреминска специфична топлота земљишта. *Тежинска специфична топлота земљишта* c_t је количина топлоте коју треба довести јединици масе земљишта да би се његова температура повисила за 1 °C, док је *запреминска специфична топлота земљишта* c_V количина топлоте коју је потребно довести јединичној запремини земљишта да би му се температура повисила за 1 °C. Треба приметити да из наведених дефиниција следи да су јединице за тежинску и запреминску специфичну топлоту J kg^{-1} °C^{-1}, J m^{-3} °C^{-1}, редом. Између запреминске и тежинске специфичне топлоте земљишта постоји веза која има облик

$$c_V = \rho_z c_t, \qquad (2.82)$$

где је са ρ_z обележена густина земљишта. У метеорологији је у употреби углавном запреминска специфична топлота, те ћемо је у даљем излагању, у оквиру овог курса, користити и ми. У зависности од састава чврсте компоненте земљишта, вредности запреминске специфичне топлоте налазе се у опсегу од $0{,}80 \cdot 10^6$ J m^{-3} °C^{-1} до $1{,}92 \cdot 10^6$ J m^{-3} °C^{-1}. Међутим, запреминска специфична топлота земљишта знатно зависи и од степена испуњености земљишних пора ваздухом и водом чије су запреминске специфичне топлоте $1{,}256 \cdot 10^3$ J m^{-3} °C^{-1} и $4{,}18 \cdot 10^6$ J m^3 °C^{-1}, редом. Када се упореде запреминске специфичне топлоте појединих компонената земљишта, може да се запази да специфична топлота земљишта не зависи толико од хемијског састава његове чврсте компоненте колико од садржаја ваздуха и воде у његовим порама. Из овога следи да сува земљишта, чије су поре испуњене ваздухом, имају мању специфичну топлоту него влажна. Коначно, то условљава да се, при истој количини доспеле или одате топлоте, сува земљишта брже загревају или хладе него влажна земљишта.

Као мера способности земљишта за провођење топлоте узима се *топлотна проводност* λ_z. Она представља количину топлоте која за 1 s протекне кроз основу стуба земљишта површине 1 m^2 и висине 1 m, при постојању температурне разлике од 1 °C између његових основа. Или, ако запишемо јединицу – J m^{-1} s^{-1} °C^{-1}. Вредности топлотне проводности за поједине природне средине дате су у табели 2.4. Пажљивом инспекцијом ове табеле може се уочити да топлотна проводност земљишта зависи од: величине

и врсте честица земљишта, његове порозности и садржаја влаге. Од наведених параметара садржај влаге је једини чија је вредност подложна брзим променама. Ово повећање настаје због тога што вода побољшава контакт између честица земљишта, истовремено истискујући, из земљишних пора, ваздух који је лош проводник топлоте.

Средина	Карактеристика средине	$\rho_z \cdot 10^3$ (kg m^{-3})	$c_t \cdot 10^3$ (J kg^{-1} °C)	$C_V \cdot 10^6$ (J m^{-3} °C)	λ_z (J s^{-1}m^{-1} °C)	$k_z \cdot 10^{-6}$ (m^{2}s^{-1})
Земљиште						
Пешчано	(порозност 40%)					
	Суво	1,60	0,80	1,28	0,30	0,24
	Влажно	2,00	1,48	2,96	2,20	0,74
Глиновито	(порозност 40%)					
	Суво	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18
	Влажно	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51
Тресетно	(порозност 80%)					
	Суво	0,30	1,92	0,58	0,06	0,10
	Влажно	1,10	3,65	4,02	0,50	0,12
Снег						
	Свеж	0,10	2,09	0,21	0,08	0,10
	Стари	0,48	2,09	0,84	0,42	0,40
Лед						
	Чист (0 °C)	0,92	2,10	1,93	2,24	1,16
Вода						
	Мирна (4 °C)	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14
Ваздух						
	Миран (10 °C)	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50
	Усковитлан	0,0012	1,01	0,0012	~125	~$10 \cdot 10^7$

Табела 2.4 Топлотно-физичке карактеристике природних средина [Де Фриз (de Vries, 1963)]

Ова тврдња је еквивалентна тврдњи да гасна компонента земљишта уступа место течној која, за ред величине, има већу топлотну проводност. Иначе, за практичне потребе, зависност топлотне проводности од садржаја влаге у земљишту θ (m^3 m^{-3}) изражава се преко њихове емпиријске везе

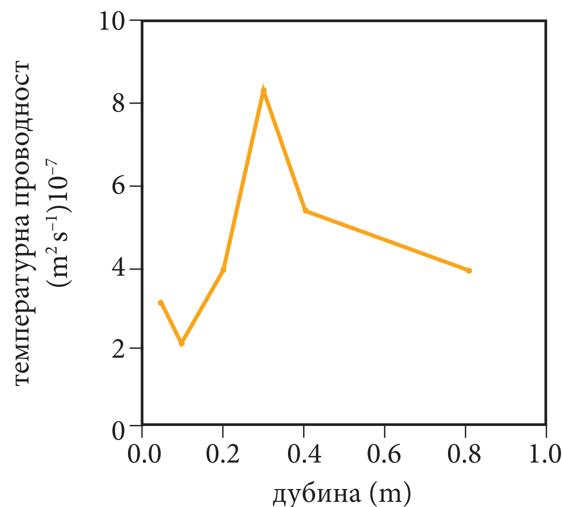
$$\lambda_z = \rho_z(c_1 c_t + c_2\theta), \qquad (2.83)$$

где је $c_1 = 1$ m^2 s^{-1} и $c_2 = 4{,}187$ J m^2 °C^{-1} s^{-1}.

Загревање и хлађење земљишта је обрнуто пропорционално његовој запреминској специфичној топлоти, док је брзина простирања топлоте у дубље слојеве управо пропорционална његовој топлотној проводности. Однос топлотне проводности земљишта λ_z и његове запреминске специфичне топлоте c_V (који ћемо да обележимо са k_z), тј.

$$k_z = \frac{\lambda_z}{c_V} \tag{2.84}$$

је једна у метеорологији често употребљавана топлотно-физичка карактеристика позната као *температурна проводност*. Она је мера брзине којом се топлота простире у



Слика 2.23 Температурна проводност земљишта слабо карбонатни чернозем лесне терасе јужне Бачке као функција дубине [Ач и Михаиловић (Acs and Mihailovic, 1983)]

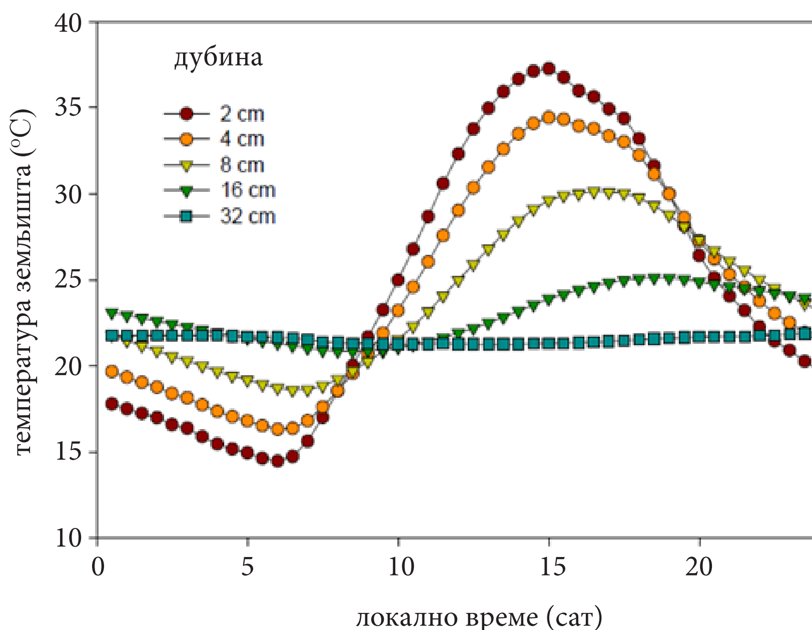
дубљим слојевима земљишта и изражава се у $m^2 s^{-1}$. Ова топлотно-физичка карактеристика земљишта зависи од његовог састава (сл. 2.23). Она зависи и од садржаја влаге у земљишту. Зависност температурне проводности од садржаја влаге у земљишту манифестује се и преко топлотне проводности земљишта и преко његове запреминске специфичне топлоте. Међутим, с увећањем садржаја влаге топлотна проводност земљишта се брже увећава него његова запреминска специфична топлота, тако да влажна земљишта имају већу температурну проводност него сува.

8.3 Дневни и годишњи ход температуре на површини земљишта

Промене температуре на површини земљишта у току 24 сата, а које су повезане са ротацијом Земље у том периоду, називају се *дневни ход температуре на површини земљишта*. Он у средњем, за дужи период времена, показује периодична колебања са једним максимумом и једним минимумом. Минимум се може осмотрити пред излазак сунца, када је биланс зрачења негативан, док је допринос осталих компонената енергетског биланса незнатан. По изласку сунца, с повећањем краткоталасног зрачења, температура на површини земљишта почиње да расте, да би достигла максимум

између 13 и 14 сати. Потом, са смањењем биланса зрачења и повећањем губитка топлоте на површини земљишта температура почиње да опада, што се продужава до јутарњег минимума.

Дневни ход температуре на површини земљишта с јасно израженим минимумом с једне и максимумом с друге стране могуће је осмотрити при ведром времену (сл. 2.24). Иначе, тај ход може бити нарушен разним непериодичним променама у атмосфери као што су, на пример, прелазак фронтова, облачност, појава падавина итд.

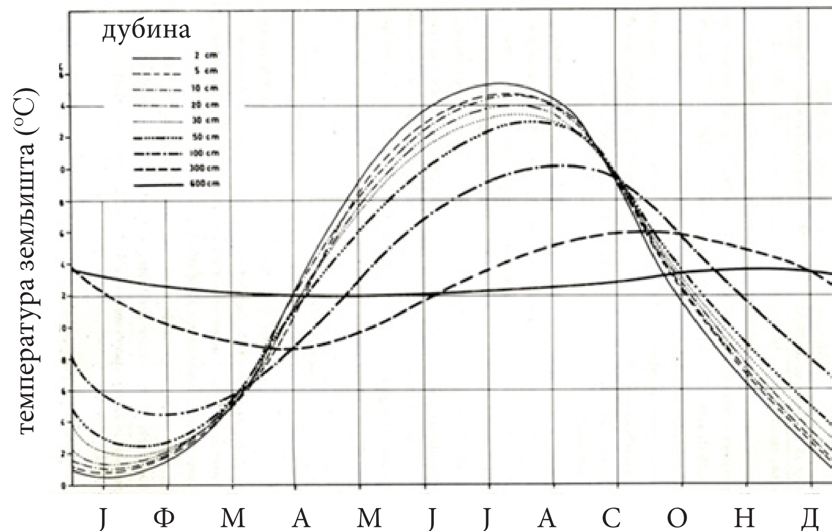


Слика 2.24 Дневни ход температуре земљишта на различитим дубинама у месту Драј (Калифорнија, САД)

У метеорологији дневне промене температуре земљишта могу да се анализирају и преко разлике његове максималне и минималне температуре. Та разлика се зове *амплитуда дневног хода*, а често је употребљаван израз *дневно колебање*. На њену величину утиче читав низ фактора. Побројаћемо неке.

Годишње доба. У летњем периоду амплитуда достиже највеће износе, док је зими најмања. У умереним ширинама, током лета она достиже у просеку 10–20 °C, а понекад и веће вредности. Током зиме амплитуда у просеку достиже вредност 5–10 °C.

Географска ширина места. Амплитуда дневног хода температуре земљишта углавном је условљена подневном висином сунца, која се смањује с порастом географске ширине. Због тога се и амплитуда смањује како се иде према већим географским ширинама. Највеће дневне амплитуде се могу осмотрити у суптропским ширинама или, тачније, у пустињама где је присутно велико ефективно зрачење, а сагласно томе и јако хлађење површине земљишта током ноћи.



Слика 2.25 Годишњи ход температуре земљишта на различитим дубинама у Новом Саду (Катић и др., 1979)

Облачност. Када је дан облачан, амплитуда на површини земљишта је мања него када небо није прекривено облацима. Облаци током дана задржавају краткоталасно зрачење, док током ноћи осетно умањују ефективно зрачење.

Специфична топлота и топлотна проводност земљишта. Амплитуда дневног хода на површини земљишта је обрнуто пропорционална специфичној топлоти земљишта. Што је већа његова специфична топлота, то је и спорије његово загревање током дана али и хлађење током ноћи – дакле, амплитуда је мања. На сличан начин може да се објасни и зависност амплитуде од топлотне проводности земљишта. Већа топлотна проводност повлачи и мање промене у температури на површини земљишта.

Боја земљишта. Амплитуда дневног хода температуре на површини тамних земљишта је знатно већа него код светлих. Разлог лежи у чињеници да је способност апсорпције и израчивања више изражена код тамних него код светлих земљишта.

Вегетациони и снежни покривач. Вегетациони покривач смањује амплитуду дневног хода температуре на површини земљишта. Разлог је једноставан, будући да је сада активна површина на површини вегетационог покривача. Дакле, највећа апсорпција краткоталасног зрачења, током дана, као и највеће зрачење, током ноћи, одигравају се на површини вегетационог покривача а не на површини земљишта. Зими, снежни покривач због своје мале температурне проводности спречава превелико хлађење површине земљишта током ноћи. Дању, пак, он рефлектује добар део краткоталасног зрачења, што проузрокује мање загревање активне површине а тиме и површине земљишта. Резултат је мања амплитуда, без обзира на то што понекад јутарњи минимум може да има малу вредност.

Експозиција падина. Изложеност падина је чинилац који доста утиче на температуру на површини земљишта, као и на амплитуду њеног дневног хода. На пример, јужне

падине се јаче загревају, али максимум температуре земљишта може да се осмотри не на јужној страни већ нешто западније. Потоња чињеница може да се објасни тиме да се загревање источне падине одиграва у јутарњим сатима, при ниској температури ваздуха, када му земљиште предаје знатну количину топлоте. Осим тога, у јутарњим сатима на падинама може да буде присутна и роса. Према томе, додатна количина топлоте троши се на њено испаравање. Западне падине се загревају у поподневним сатима при високим температурама ваздуха и сувљем земљишту с мањим садржајем влаге.

Промена температуре на површини земљишта током године назива се *годишњи ход температуре на површини земљишта*. Годишњи, као и дневни ход, условљен је приходом и расходом топлоте који су, опет, углавном условљени краткоталасним зрачењем. На северним географским ширинама, максимална средња месечна температура на површини земљишта појављује се у јулу или августу, када је и највећи доток топлоте, док се минималне температуре појављују у јануару или фебруару.

Разлика између највише и најниже средње месечне температуре на површини земљишта назива се *амплитуда годишњег хода* или *годишње колебање*. Она у највећој мери зависи од географске ширине места и то тако да се повећава с порастом географске ширине. Наведимо пример који је илустративан. У екваторијалним ширинама она, у средњем, износи 3 °C, док у поларним областима прелази и 70 °C. Осим географске ширине, на амплитуду годишњег хода знатан утицај имају вегетациони и снежни покривач.

8.4 Простирање топлоте и температурних промена у дубље слојеве земљишта

Током дана док траје загревање, као што је истакнуто, највећи приход топлоте је на активној површини земљишта. Међутим, као што се може видети са слике 2.22, температура земљишта се постепено снижава идући ка дубљим слојевима. То је могло и да се очекује, будући да се топлота у дубље слојеве земљишта преноси механизмом молекуларног провођења. Са исте слике се види да је температурни градијент $\Delta\bar{t}/\Delta z$ током

$$\frac{\Delta \bar{t}}{\Delta z} = \frac{\bar{t}_2 - \bar{t}_1}{z_2 - z_1} \tag{2.85}$$

дана негативан. У ноћним сатима ситуација је обрнута. Површина земљишта се интензивно хлади, знак температурног градијента је позитиван, тако да се топлота проводи од дубљих слојева ка површини земљишта. У последњем изразу цртом су означени временски средњаци температура t_1 и t_2 на мањој и већој дубини z_1 и z_2, редом. Очигледно је да количина топлоте Q_z која се проведе између два слоја земљишта зависи од средњег температурног градијента $\Delta\bar{t}/\Delta z$, али и од топлотне проводности земљишта λ_z. Та зависност, у диференцијалном запису, има облик

$$Q_z = -\lambda_z \frac{\partial \overline{t}}{\partial z}. \tag{2.86}$$

Негативан знак испред члана на десној страни једначине по конвенцији значи да је током дана, када је температурни градијент $\Delta\overline{t}/\Delta z$ негативан, проток топлоте позитиван и усмерен је у дубље слојеве земљишта. Ноћу је обрнуто, температурни градијент је позитиван, а проток топлоте је усмерен ка површини земљишта.

Промене температуре земљишта током дана или године, на разним дубинама, правилније су изражене него што је то случај са дневним или годишњим ходовима других метеоролошких елемената. На сликама 2.24 и 2.25, редом, приказани су дневни и годишњи ходови температуре ваздуха на различитим дубинама. Промене температуре у близини површине земљишта имају изразито таласни карактер и оне лепо прате одговарајуће промене температуре на самој површини земљишта. Температурни талас се простире у дубље слојеве тако да му се амплитуда смањује, при чему се максимуми и минимуми температура, на већим дубинама, јављају касније него на површини земљишта. Као што је већ раније истакнуто, то продирање температурног таласа зависи од температурне проводности земљишта k_z. Наиме, зависност амплитуде температурног таласа $\Delta\overline{t}$ на некој дубини z може да се одреди преко израза

$$\overline{t} = \overline{t_0} e^{-z\sqrt{\pi/(\tau_z k_z)}}, \tag{2.87}$$

где је $\overline{t_0}$ амплитуда температурног таласа на површини земљишта, а t_z период од 1 или 365 дана.

Из последњег израза лако се уочава да амплитуда дневних промена температуре земљишта у дубљим слојевима доста брзо опада, тако да се на некој дубини дневне промене температуре земљишта практично своде на нулу. Та дубина назива се *дубина константне дневне температуре*, а слој земљишта испод ње – *слој константне дневне температуре.* За различите типове земљишта, дубина константне дневне температуре се креће од 70 cm до 1 m. На пример, за слабо карбонатни чернозем лесне терасе јужне Бачке она износи око 0,4 m. Као и за дневне, и за годишње промене постоји дубина до које се опажају промене температуре земљишта. То је *дубина константне годишње температуре*, а слој испод ње – *слој константне годишње температуре.* Дубине од којих почињу слојеви константне дневне или годишње температуре очигледно зависе од температурне проводности земљишта. Код земљишта са малом температурном проводношћу, дубине константне дневне и годишње температуре су мале. На пример, код тресетног и сувог земљишта дубина дневне константне температуре је већ на 25 cm.

Дубине константних дневних Z_d и Z_g годишњих температура повезане су релацијом

$$\frac{Z_d}{Z_g} = \sqrt{\frac{\tau_{d,z}}{\tau_{d,g}}}, \tag{2.88}$$

где су $t_{d,z}$ и $t_{d,g}$, редом, периоди дневних и годишњих промена температуре земљишта.

Овај израз се може релативно лако добити применом Фуријеове (Fourier) анализе на дневни и годишњи ток температуре земљишта. Уколико у њега ставимо уместо $t_{d,z}$ и $t_{g,d}$ њихове одговарајуће вредности 1 дан и 365 дана, добијамо једноставан приближан израз који може да нам послужи за приближно одређивање дубине константне годишње температуре уколико нам је позната дубина константне дневне температуре.

$$\frac{Z_d}{Z_g} \approx \frac{1}{19}. \tag{2.89}$$

Максималне и минималне температуре земљишта у дубљим слојевима појављују се касније у односу на време појаве екстремних температура на површини земљишта. Време појаве екстремних температура на некој дубини пропорционално је тој дубини. Временски интервал $\tau_2 - \tau_1$ између појаве екстремних температура на дубинама Z_2 и Z_1 може се описати изразом

$$\tau_2 - \tau_1 = \frac{z_2 - z_2}{2}\sqrt{\frac{\tau}{\pi k_z}}, \tag{2.90}$$

где су са $\tau_2 - \tau_1$ означена времена појаве екстремних температура на дубинама Z_2 и Z_1, редом. Осматрања указују на чињеницу да у средњем, времена појаве екстремних температура, у току дана, касне 2,5 do 3,5 сата на сваких 10 cm дубине (слика 2.24), док је у току године то кашњење 20–30 дана (сл. 2.25 и табела 2.5).

дубина (cm)	**2**	**5**	**10**	**20**	**30**	**50**	**100**
минимум (°C)	0,6	0,7	0,8	11,4	1,9	3,0	4,7
максимум (°C)	25,4	24,7	24,0	23,4	23,0	22,3	20,2
амплитуда (°C)	24,8	24,0	23,2	22,0	21,1	19,3	15,5
датум појаве минимума	17. I	18. I	18. I	22. I	24. I	29. I	13. II
датум појаве максимума	17. VII	18. VII	20. VII	23. VII	25. VII	30. VII	14. VIII

Табела 2.5 Годишње екстремне температуре, амплитуде и датуми наступања екстремних температура земљишта, на дубинама до 1 m, на Римским шанчевима за период 1957–1980.

8.5 Промене температуре земљишта са дубином

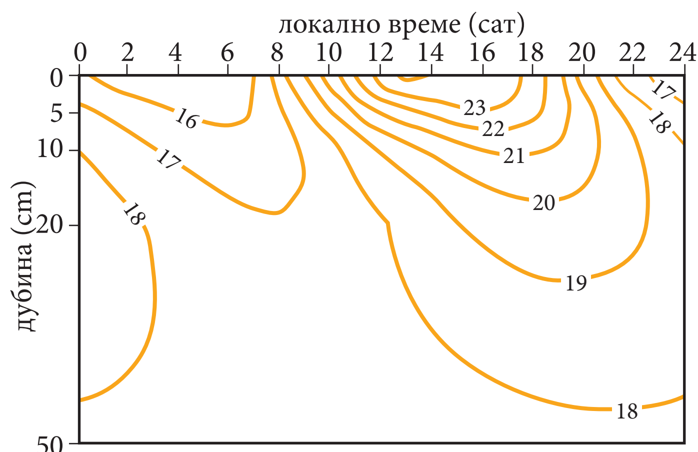
Профил температуре у земљишту зависи од доба дана и године. Отуда и два основна профила температуре земљишта – *инсолациони* и *радијациони* тип. Код инсолационог типа, температура земљишта опада с дубином, док при радијационом расте. Инсолациони тип је карактеристичан за временске интервале када је биланс зрачења позитиван, док је радијациони карактеристичан за временске интервале када је он негативан.

У умереним ширинама, инсолациони тип је заступљен током дана, док је радијациони тип заступљен ноћу. У вечерњим сатима, када преовлађује зрачење површине земљишта, температура у слојевима ближим површини земљишта се снижава. Потом, идући ка дубљим слојевима, температура расте. У јутарњим сатима површина земљишта се највише загрева, тако да температура земљишта почиње да опада с дубином. У дубљим слојевима задржава се ноћни профил температуре тј. пораст температуре с дубином.

Промена средње месечне температуре земљишта с дубином током године има сезонски карактер. У летњим месецима у средњем преовлађује инсолациони тип, док је током зиме заступљен радијациони тип. У јесен се у дубљим слојевима још увек задржава профил температуре карактеристичан за лето, мада у слојевима ближим површини земљишта почиње да преовлађује радијациони тип расподеле. Отуда, на некој дубини се образује топао слој, између два хладнија слоја, од ког се температура снижава идући и ка дубљим слојевима и ка површини земљишта. У пролеће је ситуација обрнута. У дубљим слојевима се образује хладан слој, што за последицу има снижење а потом повишење температуре земљишта с дубином.

За процену профила температуре земљишта испод дубине константне температуре драгоцене мада не и потпуне информације се добијају осматрањем у рудницима, тунелима и бушотинама. Та осматрања указују на непрекидан пораст температуре земљишне коре на великим дубинама. Овакав профил температуре се објашњава утицајем топлоте која долази из унутрашњости земљишне лопте. Пораст температуре у дубоким слојевима карактерише се *геотермичким градијентом*, који у средњем износи 3,3 °C/100 m.

За разне анализе у метеорологији и пољопривреди потребно је понекад познавати и расподелу температуре земљишта, на неком месту, у простору и времену. За такво приказивање обично се користе средње месечне температуре за вишегодишњи низ података. Графички приказ се том приликом обавља у координатном систему у ком се на апсцисну осу наносе месеци, а на ординатну осу дубине. У тачкама тако добијене мреже уписују се средње месечне температуре. Неким интерполационим поступком нађу се тачке са истим вредностима температуре, а потом се споје глатким линијама – *геотермоизоплетама* (сл. 2.26).



Слика 2.26 Геотермоизоплете средњих часовних температура земљишта (°C) до 50 cm измерених у месецима јун, јул и август у периоду 2004–2005. године на експерименталном пољу Одељења за климатологију Универзитета „Адам Мицкојевич" у Познању, Пољска [Беднорз и Колендович (*B*ednor*z* and Kolendowic*z*, 2010)]

Осим представе о просторно-временској расподели температуре земљишта на различитим дубинама, анализом поља термоизоплета може да се дође и до других информација. На пример, о годишњој промени температуре на некој дубини, промени температуре са дубином за неки месец, средњој месечној температури земљишта за сваку дубину и сваки месец, итд.

Вегетациони покривач и снежни покривач знатно утичу на профил температуре у земљишту. Током дана вегетациони покривач на својој површини највише апсорбује краткоталасно зрачење, а током ноћи највише зрачи дуготаласно зрачење. Резултат тога је слабије загревање, али и слабије хлађење површине земљишта. Снежни покривач, због мале температурне проводности снега, спречава интензивно хлађење површине земљишта ноћу, али и његово загревање током дана због великог албеда снега.

месец	**дубина (cm)**				
	0	**20**	**40**	**80**	**160**
фебруар	−7,2	−6,4	−5,4	−3,9	−1,6
јул	4,3	3,9	3,4	2,2	0,6

Табела 2.6 Разлика између температура голог земљишта (°C) и земљишта под природним покривачем, на различитим дубинама у Санкт Петербургу [Хромов (Хромов, 1983)]

Слабије загревање али и хлађење површине земљишта под природним покривачем (вегетациони или снежни покривач) проузрокује и веће разлике између температура земљишта испод голе површине и природног покривача. То се јасно види из табеле 2.6, где је у фебруару голо земљиште хладније а у јулу топлије, с тим што се те разлике смањују с дубином. Као што је већ истакнуто, облачност доприноси снижењу температуре на површини земљишта, а дакако и на већим дубинама. Падавине у течном стању,

такође, утичу на профил температуре у дубљим слојевима смањујући температурне разлике између суседних слојева у земљишту.

У зиму, температура земљишта се обично спусти испод 0 °C, тако да долази до *измрзавања земљишта*. Вода у земљишту се замрзне, тако да оно постане тврдо. Међутим, због присуства разних соли у земљишту процес измрзавања може да започне тек на температурама које су испод 0 °C. Потом тај процес постепено захвата и дубље слојеве. Дубина која бива захваћена овим процесом зависи од: топлотно-физичких својстава земљишта, његове влажности, вегетационог покривача и висине снежног покривача. На пример, у влажним земљиштима дубина измрзавања је мања него у сувим због ослобађања латентне топлоте кондензације. Или, голо земљиште се више измрзава него, пак, оно под вегетацијом. На неким деловима континената због климатских услова земљиште може да буде замрзнуто и годинама. На пример, у Русији земљишта која су смрзнута годинама обухватају површину од чак 9 000 000 km^2 (Сибир, поларне области).

8.6 Загревање и хлађење водених басена

За разумевање процеса загревања и хлађења воде потребно је узети у обзир и неколико нових момената који при посматрању загревања и хлађења земљишта нису били присутни, или су били присутни у мањој мери.

Вода је флуид, тако да се њени делићи одликују великом покретљивошћу. Та покретљивост је мања или већа у зависности од тога колика је маса воде коју посматрамо – да ли се ради о бари, језеру, малом одвојеном мору или океану.

Површински слој воде веома добро апсорбује инфрацрвено зрачење. Њена емисиона способност је готово једнака емисионим способностима других природних површина и износи око 0,96. Када је у питању дуготаласно зрачење, услови апсорпције и емисије дуготаласног зрачења земљишта и водених басена мало се разликују. Ситуација је сасвим другачија када је у питању краткоталасно зрачење. За њега је вода делимично *дијатермна* (пропустљива). Пропустљивост воде у природним резервоарима много зависи од састојака који се у води налазе. Јадранско море, на пример, веома је провидно зато што у њему нема много чврстих састојака. Од краткоталасног зрачења ултраљубичасто зрачење највише може да продре на знатну дубину воденог басена и тако га загреје. Та дубина може да буде и по неколико метара. Вода има релативно велики топлотни капацитет. На пример, слој океана дебљине од свега 3 m има топлотни капацитет отприлике једнак топлотном капацитету атмосфере.

Густина воде се мења, и то првенствено у зависности од температуре и салинитета. Специфичност зависности густине воде од температуре је општепозната, с максималном густином при температури од 4 °C. Мада се салинитет океана не мења много, отприлике 3,4% до 3,6%, његов утицај на густину није занемарљив у поређењу с утицајем промена температуре.

Коначно, вода се испарава. Испаравањем се од океана одузимају велике количине топлоте и преносе у атмосферу ослобађањем латентне топлоте. Надаље, испаравањем

се повећава салинитет воде. Ред величине испаравања са мора у топлијим и умереним пределима Земље је (изражено у висини стуба воде) 1 m годишње, што одговара вертикалном транспорту топлоте из океана у атмосферу од 79 W m^{-2}.

На који начин ће да се одиграва загревање воде зависи од тога да ли се ради о слаткој или сланој води. Слатка вода, ако нема ветра, загрева се највише на површини. Сланој води се, међутим, због испаравања које прати загревање повећава концентрација, тако да она постаје гушћа, услед чега тоне. Утицај салинитета, наиме, надјачава утицај ширења због повећања температуре. Тако долази до вертикалног мешања воде, које је познато и као *термичка конвекција воде*. Ово мешање простире се до неке дубине до које се образује један типичан слој максималног пораста густине с дубином – *термоклина*. Слично је и са сезонским загревањем; тако термоклина може да се образује и због дневног а и због сезонског загревања воде. На пример, у Јадранском мору се током топлијег дела године образује сезонска термоклина на дубини од двадесетак метара, да би се зими изгубила. Термичка конвекција у мањим и плићим воденим басенима престаје при јесењем хлађењу, када у свим слојевима температура воде достигне вредност од 4 °C. После тога се површински слојеви брзо расхладе и на крају замрзну ако су температуре испод нуле.

Код хлађења воде са површине ситуација је иста без обзира на то да ли се ради о слаткој или сланој води. Вода се хлади највише на самој површини; постаје гушћа, па тоне до места које одговара њеној густини. Вода која је замени на површини се затим хлади, можда нешто спорије пошто није толико топла као вода пре ње, па затим и она тоне, и тако даље.

Као последица наведеног загревања и хлађења воде настаје неколико термичких особина океана. Најпре, слој океана изнад термоклине добро је измешан; то је слој од горњих 50–100, или до неколико стотина метара. Због тога, још више него због топлотног капацитета воде, промене температуре површине океана су веома споре. За исти износ апсорбоване топлоте, промена температуре површине воде много је мања од промене температуре површине тла. Промене температуре током године ограничене су на поменути измешани слој од горњих до неколико стотина метара. Испод измешаног слоја налази се гушћа, хладна вода. Маса хладне воде далеко је већа од масе танког слоја воде на површини, па је средња температура светских океана релативно ниска, свега око 3,5 °C. Тако, светски океани су хладни и поред тога што имају у видљивом делу зрачења мањи албедо од копна, па апсорбују, по јединици површине, више енергије Сунчевог зрачења од копна.

У дневном ходу минимална температура на површини водених басена наступа 2 до 3 сата после изласка сунца, а максимум у интервалу од 15 до 16 сати. Дневна амплитуда температуре на површини океана у умереним ширинама износи свега 0,1–0,2 °C, док је у тропским областима она нешто већа и износи око 0,5 °C. Међутим, код мањих водених басена, као што су нпр. језера, то колебање је знатно веће, 2–5 °C. Дубина до које иде дневно колебање у просеку износи 15–20 m, а у неким случајевима и 50–70 m.

У годишњем ходу температура на површини водених басена на северној полулопти достиже минимум у фебруару или марту, а максимум у августу, дакле касније него на површини земљишта. Годишња амплитуда температуре на површини океана у тропским областима износи око 2–3 °C, док у умереним 5–8 °C. Код тзв. затворених мора она достиже вредности од 20 и више Целзијусових степени. Дубина до које иде њихово годишње колебање у просеку износи 200–400 m.

9. ТОПЛОТНИ РЕЖИМ АТМОСФЕРЕ

Као што је већ речено, атмосфера представља танак гасовит омотач око Земље. У том танком прстену утицај зрачења од стране Земље, Сунчевог зрачења, као и неки други процеси доприносе да се загревање и хлађење атмосфере одвијају на сложен начин. У прва два поглавља пажња ће бити посвећена опису тих процеса, као и доминантном утицају подлоге на загревање и хлађење ваздуха. Због посебности овог курса додатна пажња ће бити посвећена опису утицаја биљног покривача и урбаних целина на температуру ваздуха. Као својеврсна манифестација утицаја подлоге на промену температуре ваздуха у близини подлоге биће описана појава радијационих, али и других врста мразева.

У другом делу ове главе размотрићемо, углавном феноменолошки, дневни и годишњи ход температуре ваздуха, као и промену температуре с висином у пограничном слоју атмосфере. Из ове приче, као једну посебну целину а тиме и поглавље, издвојићемо причу о појави температурне инверзије. Целовитост приче о топлотном режиму атмосфере завршићемо поглављем посвећеним топлотном билансу површине Земље.

9.1 Процеси загревања и хлађења ваздуха

Под топлотним режимом атмосфере подразумева се расподела топлоте и промена температуре у атмосфери. Он је углавном одређен разменом топлоте околне средине тј. површине Земље и васионског пространства. Изузев горњих слојева, остали слојеви у атмосфери слабо апсорбују Сунчево зрачење и то је и разлог због чега се тропосфера незнатно загрева од њега. Основни извор загревања нижих слојева атмосфере је топлота коју она добија од активне површине тј. површине земљишта. У дневним сатима, када износ краткоталасног зрачења знатно превазилази Земљино зрачење, активна апсорпциона површина се више загреје, постаје топлија, тако да топлоту предаје ваздуху. Ноћу је ситуација обрнута. Тада због Земљиног зрачења активна апсорпциона површина постаје хладнија од ваздуха који јој предаје топлоту хладећи се. У преносу топлоте између Земљине површине и атмосфере заступљено је више процеса, који су већ описани у поглављу 7.5. Овде ћемо да придодамо још неке коментаре у вези с њима.

Молекуларно провођење топлоте. Ваздух који непосредно належе на површину земљишта размењује топлоту с њом путем молекуларног провођења. Пошто је коефицијент молекуларне проводности топлоте веома мали, овај вид размене топлоте између површине земљишта и атмосфере је занемарљив, изузев у веома танком слоју ваздуха дебљине до 5 mm.

Турбулентно мешање. Ваздух се у атмосфери налази у непрестаном кретању. Кретање појединих делића ваздуха има хаотичан карактер. Оно се назива турбулетно кретање тј. мешање (видети поглавље 13.7). Турбуленција има утицај на многе процесе у атмосфери, али свакако највећи на размену топлоте у њој. Као последица интензивне турбуленције, топлота се преноси из топлијих у хладније слојеве. Овим механизмом пренос топлоте између површине земљишта и атмосфере је знатно већи од размене топлоте која се између њих одиграва механизмом молекуларног преноса топлоте. Тако, на пример, у лето око поднева турбулентни транспорт топлоте је и за десет хиљада пута већи од молекуларног.

Термичка конвекција. О њој је више детаља изнето у поглављу 7.5, где је њено значење уведено као слободна конвекција. Она се састоји у преносу појединих елемената запремине ваздуха у вертикалном правцу услед загревања приземног слоја атмосфере. Тада се топле порције ваздуха као лакше уздижу, да би на њихово место дошле хладне порције које се потом загревају и уздижу. У почетку се топла конвекција јавља у виду малих појединачних: струја, елемената запремине и вртлога који се постепено смањују у један снажан узлазни ток који се компензује силазним струјањима у његовој околини. Заједно са премештањем порција ваздуха преноси се и топлота из загрејанијих у мање загрејане слојеве атмосфере.

До појаве конвекције изнад копна долази због неравномерног загревања његових различитих активних површина. Изнад мора и океана она се образује када је њихова површина топлија од нижих слојева атмосфере. Таква ситуација се најчешће јавља у хладнијој половини године и у ноћним сатима. Уколико су услови повољни, овим процесом у вертикалном правцу може да буде захваћена и цела тропосфера.

Земљино зрачење има извесну улогу у транспорту топлоте од земљишта ка атмосфери која се огледа у чињеници да свака активна апсорпциона површина емитује дуготаласно зрачење, које потом бива апсорбовано од стране нижих слојева атмосфере. Загрејани нижи слојеви ваздуха онда предају топлоту вишим хладнијим слојевима. Обрнуто, током хлађења површине земљишта транспорт топлоте је усмерен од виших, топлијих, ка нижим, хладнијим слојевима атмосфере. Ово се најчешће одиграва изнад копна у ноћним сатима, када је турбуленција сасвим ослабљена, а топлотна конвекција у потпуности одсутна.

Испаравање воде с активне површине и кондензација (сублимација) водене паре у атмосфери. Услед кондензације (сублимације) водене паре ослобађа се постепено топлота која загрева околни ваздух.

Од свих горе побројаних процеса, размени топлоте између површине земљишта и атмосфере највише доприносе турбулентно мешање и топлотна конвекција. Међутим, сваки од наведених процеса доприноси промени температуре елемената запремине ваздуха. До промене температуре ваздуха може да дође и због премештања ваздуха у хоризонталном правцу, тј. при *адвекцији* (више детаља о адвекцији биће дато у поглављу 13.1). При топлој адвекцији на одређено место долази ваздух који има вишу температуру него ваздух који се ту налазио раније, док је при хладној адвекцији ситуација обрнута. Адвекција је важан фактор локалне промене температуре, не само у атмосфери него и у стратосфери.

9.2 Утицај врсте подлоге на загревање и хлађење ваздуха

Врста активне површине има изразити утицај на процесе загревања и хлађења слоја ваздуха који непосредно належе на њу. Топлотно дејство површине копна и водене површине на атмосферу су различити; активна апсорпциона површина копна предаје ваздуху знатно већу количину топлоте добијене апсорпцијом зрачења (35–50%) него активна апсорпциона површина водених басена који, пак, знатан део топлоте предају дубљим слојевима. Доста топлоте водени басени утроше на процес испаравања, тако да тек мањи део топлоте оде на загревање ваздуха. То је разлог због чега је температура ваздуха у периоду загревања виша изнад копна него изнад водених басена. Међутим, када се активна апсорпциона површина охлади путем зрачења, онда се копно, не накупивши довољну резерву топлоте, брзо охлади чинећи хладнијим и налегли слој ваздуха.

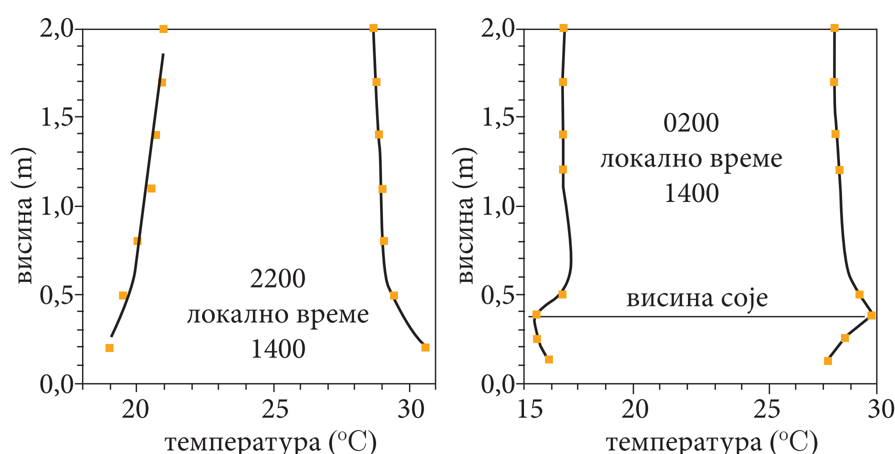
Мора, океани и велика језера у топлијем делу године накупе знатну резерву топлоте акумулирајући је у дубљим слојевима. У зимском делу године ту топлоту они предају ваздуху, тако да је ваздух изнад водених површина, у том периоду, топлији него изнад копна. Површине континената су, са своје стране, доста нехомогене, тако да шуме, ритови, степе и поља предају ваздуху различите количине топлоте. Слично је и са земљиштима различитих типова (чернозем, песак, тресет) која, такође, имају различити термички утицај на ваздух.

Током зиме снежни покривач доприноси снижењу температуре ваздуха који належе на њега. Ово се објашњава чињеницом да он има релативно велику моћ емисије, као и велики албедо (видети табелу 2.3).

9.3 Утицај биљног покривача и градских услова на температуру ваздуха

Биљни покривач знатно утиче на температуру ваздуха. Површина густог биљног покривача апсорбује готово целокупну количину зрачења које доспева на њу понашајући се као специфична активна апсорпциона површина. Ваздух који непосредно належе на ту површину, током дана, имаће највишу температуру због тога што је она место највећег пријема Сунчевог зрачења. Изнад и испод ове површине температура ваздуха опада. Ноћу је ситуација обрнута. Пошто је површина биљног покривача место највеће емисије дуготаласног зрачења, онда ће ваздух који належе на њу имати најнижу температуру, док ће изнад и испод ње температура да расте. Ако следимо ову причу, онда је сасвим јасно због чега је на површини голог земљишта током дана температура највиша а током ноћи најнижа, управо тамо где се и налази активна апсорпциона површина. Сликовита илустрација претходне анализе дата је на слици 2.27. На слици 2.27а јасно се издвајају два типа вертикалне расподеле температуре изнад голог земљишта. Један, тзв. *ноћни* или *радијациони тип*, са најнижом температуром на

површини земљишта током ноћи, приказан је на левој половини слике. Други, тзв. *дневни* или *инсолациони тип*, са највишом температуром на површини земљишта током дана, приказан је на десној половини слике 2.27б. На слици 2.27б се, такође, сасвим јасно издвајају поменути типови вертикалне расподеле температуре ваздуха унутар и изнад биљног склопа, при чему је код радијационог типа температура ваздуха најнижа током ноћи, а код инсолационог највиша, током дана, на површини биљног покривача. Међутим, код ређег биљног покривача активна апсорпциона површина се не налази на његовој висини већ нешто ниже, где је густина лишћа већа. Детаљнија инспекција ових слика указује на још једну чињеницу када је у питању вертикална расподела температуре ваздуха изнад голог земљишта и биљног покривача. Лепо се види да је током дана ваздух загрејанији, а ноћу хладнији изнад голог него изнад земљишта обраслог вегетацијом.



Слика 2.27 Вертикална расподела температуре ваздуха у ноћним и дневним сатима: а) изнад голог земљишта, б) изнад и унутар поља соје на Римским шанчевима, 24. 6. 1982. године (Михаиловић, 1988)

Вертикална расподела температуре ваздуха унутар и изнад шуме може да се осмотри изнад круна дрвећа или, пак, испод круна уколико је шума ретка. Систематска осматрања температуре ваздуха унутар шуме и на отвореном простору показују да је она у просеку унутар шуме нижа него на отвореном простору. У њој се због претходно описаног начина пријема краткоталасног зрачења снижава дневни максимум, а повисује дневни минимум. Резултат овога је и добро позната чињеница да шума снижава амплитуду температуре ваздуха. То снижење у односу на амплитуду на отвореном простору износи и до 2 °C.

Топлотни режим града. Градови осетно утичу на температуру ваздуха. У лето се многи грађевински материјали од којих су направљени зграде и улице (бетон, асфалт, специјалне врсте опека итд.) загреју, да би потом ту акумулирану топлоту предали ваздуху. Ова не баш занемарљива количина топлоте која је карактеристична за урбане средине повисује температуру ваздуха у њима, тако да је она виша од температуре ваз-

духа у околини. Та разлика је највећа у вечерњим сатима, када је и најинтензивније зрачење објеката који топлоту предају околном ваздуху. Још једна чињеница доприноси повишењу температуре ваздуха у градовима. У њима су редуковане површине под биљним покривачем и мало је голог земљишта у односу на околину. Управо се ове две врсте површина највише испаравају, снижавајући температуру подлоге а тиме и температуру ваздуха.

Зими је прозрачност ваздуха у градовима осетно смањена, што доводи до повећања противзрачења атмосфере односно смањења ефективног зрачења површине земљишта. Ово доприноси повишењу температуре ваздуха у градовима, где је зими виша него у њиховој околини. Осматрањима је установљено да је средња годишња температура у граду од 0,5 °C до 1 °C виша него у његовом окружењу, с тим што се та разлика повећава с увећањем величине градова. Детаљнија анализа топлотног режима урбаних насеља биће изнета у поглављу 17.6.

9.4 Мразеви

Мраз је атмосферска појава и под њим се подразумева пад температуре ваздуха испод 0 °C. У умереним географским ширинама мраз је честа појава и у прелазним периодима тј. у јесен и пролеће када могу бити веома штетни, у зависности од њиховог интензитета, трајања и фазе развића биљака и тада представљају неповољну метеоролошку појаву. Мразеви су иначе нормална појава у зимском периоду када не представљају неповољну појаву, осим ако се деси да су температуре ниске а биљке нису заштићене снежним покривачем. Мразеви који се јављају на почетку хладног дела године зову се *јесењи* или *рани мразеви*, а они на крају хладног периода *пролећни* или *касни*. У неким крајевима су опаснији пролећни мразеви, који наносе утолико више штете уколико се јављају касније, када је вегетација биљака већ почела. Јесењи мразеви у нашим пољопривредним областима наносе мање штете, управо због чињенице да у јесен највећи број једногодишњих култура већ завршава свој развој а озими усеви, вишегодишње траве, воћке и винова лоза се припремају за зимско мировање.

При појави мраза могућа је и следећа ситуација. Температура ваздуха на висини од два метра је позитивна док је у нижем слоју, уз саму површину земљишта, нижа од 0 °C. У том случају, када је температура ваздуха позитивна а температура земљишта и биљака због њиховог интензивног зрачења нижа од 0 °C, реч је о *мразевима при земљиној површини*.

Према условима образовања, мразеви могу да се поделе у три врсте: радијационе, адвективне и адвективно-радијационе. *Радијациони мразеви* настају када се због интензивног зрачења површина земљишта, а потом и налегли слој ваздуха јако расхладе. Појави ових мразева погодују безоблачно време и слаб ветар. Облачност умањује ефективно зрачење земљине површине тако што повећава противзрачење атмосфере. Ова додатна количина топлоте, која би иначе била изгубљена да није облачности, спречава снижење температуре испод 0 °C. Према неким мерењима, повећање

облачности за једну десетину доводи до повећања противзрачења атмосфере за 6,9 W m^{-2} (Оторепец, 1980). Ветар такође не погодује образовању мраза. Разлог је једноставан. Када нема ветра, не постоји могућност да се измешају доњи слој хладнијег и горњи слој топлијег ваздуха. Појава ветра доводи до појачања турбуленције која поспешује мешање ваздуха, а које доприноси повећаном дотоку топлоте из ваздуха ка земљишту.

Веома често радијациони мразеви имају локални карактер тако што се најчешће образују у областима са неравним тереном и у котлинама где је повећан прилив хладног ваздуха који долази са планинских страна. На узвишењима, вероватноћа појаве мраза је смањена због тога што се хладан ваздух ту не задржава већ се спушта наниже, уступајући место топлијем који се спушта с веће висине.

Битан утицај на образовање радијационих мразева имају и топлотно-физичка својства земљишта. Мања специфична запреминска топлота и топлотна проводност земљишта доприносе појави мраза. Мразеви се обично чешће појављују изнад узораних земљишта, која имају мању специфичну запреминску топлоту и топлотну проводност, него изнад површине земљишта која имају велику густину. Објашњење за ово треба потражити у чињеници да је код земљишта с мањом специфичном запреминском топлотом и топлотном проводношћу осетно отежан доток топлоте са површине у дубље слојеве. Густа земљишта имају повећану специфичну запреминску топлоту, због чега се ноћу спорије хладе од узораних земљишта. Међутим, њиховом споријем хлађењу доприноси и бржи транспорт топлоте, из дубљих слојева ка површини земљишта, који је условљен њиховом већом топлотном проводношћу.

При појави радијационих мразева у приземном слоју долази до појаве инверзије (видети поглавље 9.7), када је температура у метеоролошком заклону у просеку за 2,5–3,0 °C виша него на површини земљишта, мада може да буде и много виша. Радијациони мразеви почињу ноћу, а завршавају после изласка сунца. Обично трају 5–6, а понекад и 8–12 сати.

Адвективни мразеви се образују при адвекцији ваздуха чија је температура нижа од 0 °C. Обично се појављују у позну јесен или почетком пролећа и трају по неколико дана захватајући велику територију, при чему мало зависе од локалних услова. У додиру са земљиштем ваздух се расхлади, тако да су разлике између температуре ваздуха у слоју од 2 m и на површини земљишта незнатне.

Адвективно-радијациони мразеви настају услед продора хладног и сувог ваздуха уз додатно хлађење површине земљишта у току ведре ноћи. Ово допунско хлађење површине земљишта може осетно да повећа интензитет мраза, који је уједно и најпасивнија врста мраза када је у питању штета која може да се нанесе пољопривредним културама. Касни пролећни и рани јесењи мразеви најчешће су адвективно-радијационог типа и јављају се при релативно високим средњим дневним температурама ваздуха. Пошто они много зависе од карактера површине (влажност и боја земљишта, биљни покривач и др.), може да се догоди да се појаве на површини земљишта, а да се минимална температура у метеоролошком заклону не спусти испод 0 °C.

Пошто осетљивост биљака зависи од врсте, сорте и фазе развића, тешко је одредити такве граничне вредности температуре које би уједно дале и слику степена оштећења

за сваку биљку појединачно. Међутим, када се узме у обзир величина оштећења већине пољопривредних култура у умереним ширинама, пролећни мразеви се по интензитету могу поделити на: а) слабе, с минималном температуром ваздуха од –0,10 °C до –2,0 °C; б) умерене, с минималном температуром ваздуха од –2,1 °C до –4,0 °C и в) јаке мразеве, с минималном температуром ваздуха испод –4,0 °C. Оваква подела извршена је на основу тога што у пролеће при температурама од –2,0 °C до –4,0 °C углавном настају делимична оштећења цветова и листова већине биљака, док при температурама испод –4,0 °C долази до потпуног измрзавања ових делова биљака (Оторепец, 1980).

За спречавање штетних утицаја пролећних и јесењих мразева радијационог и адвективно-радијационог порекла постоји читав низ метода које се примењују, о чему ће више речи бити у поглављу18.6.

9.5 Дневни и годишњи ход температуре ваздуха

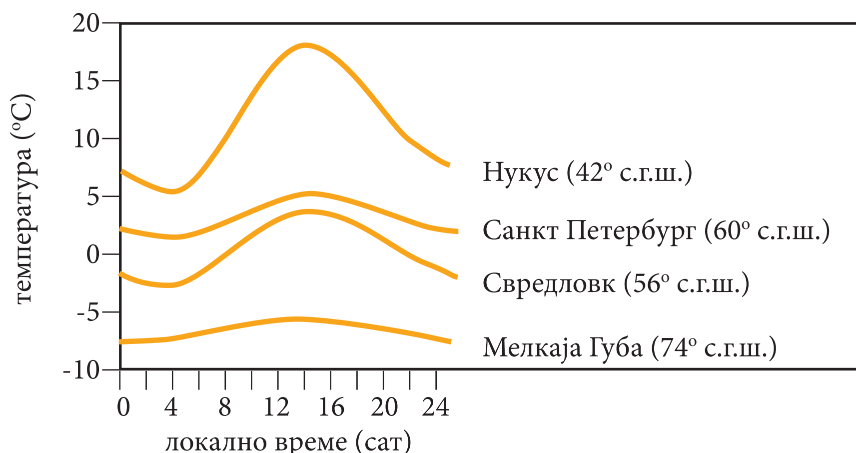
Дневни ход температуре ваздуха одређен је одговарајућим дневним ходом температуре активне апсорпционе површине, пошто загревање и хлађење ваздуха зависе од њеног термичког режима. Топлота коју апсорбује активна апсорпциона површина делимично се транспортује, и то мањим делом у дубље слојеве док се њен знатан део предаје належућем слоју атмосфере, да би се потом транспорт наставио у више слојеве. Том приликом долази до извесног кашњења у порасту и паду температуре ваздуха у односу на промене температуре земљишта.

Минимална температура ваздуха на висини од 2 m може да се осмотри непосредно пред излазак сунца. С повећањем његове висине изнад хоризонта температура ваздуха, у току 2–3 сата, брзо порасте да би се потом њен раст успорио. Њен максимум наступа 2–3 сата после поднева, да би потом температура почела полако, а затим све брже, да опада.

Изнад мора и океана максимум температуре ваздуха наступа 2 до 3 сата раније него изнад копна, при чему је амплитуда дневног хода температуре ваздуха изнад великих водених басена већа од амплитуде температуре водене површине. Ово се објашњава чињеницом да због већег садржаја водене паре у ваздуху изнад водене површине долази до знатно већег апсорбовања Сунчевог зрачења и већег атмосферског зрачење него што се то дешава у ваздуху изнад копна. Специфичности дневног хода температуре ваздуха могу да се уоче тек по осредњавању резултата осматрања. Тим поступком се елиминишу појединачна непериодична нарушавања дневног хода температуре која су повезана с продорима топлих и хладних ваздушних маса, који могу да наруше дневни ход температуре. На пример, при продору хладне ваздушне масе изнад неких области температура ваздуха опада уместо да расте, док ноћу, при продору топле ваздушне масе, може да дође до повишења температуре.

Амплитуда дневног хода температуре ваздуха изнад копна је увек мања од амплитуде дневног хода температуре површине земљишта. Она зависи од низа фактора, које ћемо побројати и детаљније описати.

Географска ширина места. С повећањем географске ширине места амплитуда дневног хода температуре ваздуха опада. Највеће амплитуде могу да се осмотре у суптропским областима. У просеку оне износе: а) за тропске ширине око 12 °C; б) за умерене ширине 8–9 °C; в) у области поларног круга 3–4 °C и г) на половима 1–2 °C. На слици 2.28 су приказани неки од дневних ходова у областима од умерених ка поларним ширинама. На њој се јасно види промена дневног хода температуре ваздуха са променом географске ширине места.



Слика 2.28 Дневни ход температуре ваздуха на разним географским ширинама у Русији

Годишње доба доприноси да се амплитуда дневног хода температуре ваздуха мења током године. Тако, на пример, у умереним ширинама она је најмања зими а највећа у лето, док је у пролеће незнатно већа него у јесен. Амплитуда дневног хода температуре ваздуха зависи не само од његовог максимума већ и од ноћног минимума, који ће бити тим нижи што је дужа ноћ. У умереним ширинама током лета, због кратких ноћи, температура ваздуха не успева да опадне до малих вредности, па је и амплитуда релативно мала. У поларним областима у условима поларног дана, амплитуда дневног хода температуре ваздуха износи свега 1 °C. У тропским областима амплитуда дневног хода температуре ваздуха мало се мења у току дана. Међутим, у континенталним тропским областима, посебно у пустињама, она износи и 20–22 °C.

Тип активне апсорпционе површине. Изнад водене површине, као што је већ истакнуто, амплитуда дневног хода температуре ваздуха је мања него изнад копна. Изнад мора и океана она износи 2–3 °C. Међутим, према унутрашњости континента она се повећава, достижући вредности до 20–22 °C. Сличан, али слабије изражен, утицај на дневни ход температуре ваздуха имају мањи водени басени и јако навлажене површине као што су ритови и области с бујном вегетацијом. Насупрот њима, у сувим степама и пустињама амплитуда дневног хода температуре ваздуха зна да достигне и 30 °C.

Облачност. Амплитуда дневног хода температуре ваздуха током ведрог дана је већа него за време облачног дана. Током дана облаци задржавају директно Сунчево зрачење, док ноћу смањују ефективно зрачење. У облачном дану дневни ход температуре ваздуха може да буде нарушен до те мере да није могуће препознавање његове периодичности.

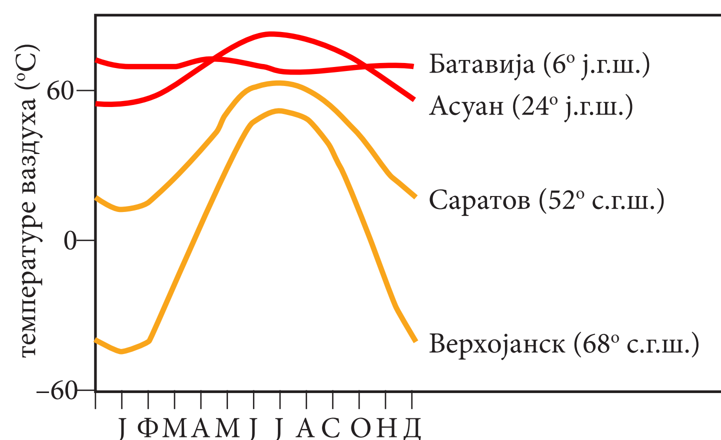
Рељеф места. Значајан утицај на амплитуду дневног хода температуре ваздуха има рељеф места. Код удубљених форми рељефа (котлине, долине и увале) ваздух належе на највеће површине на којима се додирује с тлом. На њима се задржава током дана а ноћу хлади на падинама, спуштајући се потом на дно. Као резултат оваквог начина загревања и хлађења долази до интензивнијег дневног загревања и ноћног хлађења ваздуха унутар удубљених форми рељефа у односу на равније површине места. Код испупчених форми рељефа (планине, брежуљци и мања узвишења) ваздух се додирује с мањом површином тла, па се и утицај активне апсорпционе површине на температуру ваздуха смањује. Сумирајући утицај рељефа на амплитуду дневног хода температуре ваздуха, можемо да кажемо да је она изнад котлина, удубљења и долина већа него изнад равница, а код ових потоњих већа него изнад планина и брегова.

Надморска висина. С повећањем надморске висине места смањује се и амплитуда дневног хода температуре ваздуха, док се времена наступања минималних и максималних вредности померају ка каснијим сатима. Осматрања указују на чињеницу да се дневни ход температуре ваздуха с амплитудом 1–2 °C може уочити чак и на висинама које одговарају висини тропопаузе. Међутим, на овим висинама он је више условљен апсорпцијом Сунчевог зрачења од стране озона који се на овим висинама у ваздуху налази у повећаној концентрацији.

Годишњи ход температуре ваздуха одређен је пре свега годишњим ходом температуре активне апсорпционе површине. Његова амплитуда представља разлику средњих месечних температура ваздуха најтоплијег и најхладнијег месеца.

На континентима северне полулопте максимална средња месечна температура ваздуха се појављује у јулу, а минимална – у јануару. Изнад океана и приобалног дела копна, екстремне температуре се појављују нешто касније: максимална – у августу, а минимална – у фебруару. Амплитуда годишњег хода температуре ваздуха знатно је већа изнад копна него изнад водене површине.

У редоследу величине утицаја на амплитуду годишњег хода температуре ваздуха прво место заузима утицај који потиче од *географске ширине места.* Степен те зависности



Слика 2.29 Годишњи ход температуре ваздуха на различитим географским ширинама

може лепо да се уочи на слици 2.29. Најмања амплитуда може да се уочи у екваторијалним ширинама (место Батавија), да би се потом повећавала с повећањем географске ширине места. Уочимо да у месту Верхојанск амплитуда достиже и свих 68 °C, што је и неколико пута више од амплитуда годишњег хода температура ваздуха у умереним и нижим географским ширинама.

Амплитуда годишњег хода температуре ваздуха зависи и од *надморске висине места*, тако што се с њеним увећањем амплитуда смањује. Осетан утицај на годишњи ход температуре ваздуха имају и *временски услови*: магла, киша и највећим делом – облачност. Смањена облачност у зимском периоду условљава снижење средње температуре најхладнијег месеца и повишење средње температуре најтоплијег месеца, што доводи до повећања амплитуде годишњег хода температуре ваздуха.

Годишњи ход температуре ваздуха мења се од места до места из разлога које смо већ побројали и протумачили. Узимајући у обзир величину амплитуде као и времена појаве екстремних температура, могуће је издвојити четири типа годишњег хода температуре ваздуха.

Екваторијални тип. У екваторијалној зони у току године јасно се издвајају два максимума температуре ваздуха (после пролећне и јесење равнодневице) и два минимума који се појављују после зимске краткодневице и летње дугодневице. У овој зони амплитуде годишњег хода су доста мале због мале промене у дотоку топлоте током године. Изнад океана те амплитуде достижу у просеку 1 °C, док изнад континента могу да буду 5–10 °C.

Тропски тип. У тропским ширинама у годишњем ходу температуре ваздуха у јануару (после зимске краткодневице) јавља се минимум, док се после летње дугодневице у јулу јавља максимум. С удаљавањем од екватора амплитуда годишњег хода се повећава због све веће разлике у дотоку топлоте у току лета и зиме. У просеку у овим ширинама амплитуда годишњег хода температуре ваздуха износи: 5–10 °C изнад океана и 10–20 °C изнад копна.

Тип умереног појаса. У умереним ширинама, као и у тропским, појављују се: један минимум – у јануару и један максимум – у јулу. И код овог типа се с увећањем географске ширине повећава и амплитуда годишњег хода (сл. 2.29). У просеку изнад океана и приобалних области она износи 10–15 °C, а изнад континента 40–50 °C. На географским ширинама већим од 60° амплитуде годишњег хода достижу и вредности од 60 °C.

Поларни тип. Овај тип се одликује дугом и хладном зимом и релативно кратким летом. Годишња амплитуда, изнад океана и обалског подручја поларних мора, износи 25–40 °C, док изнад континента прелази и вредности од 65 °C. Максимум температуре ваздуха у овим областима појављује се у августу, а минимум – у јануару.

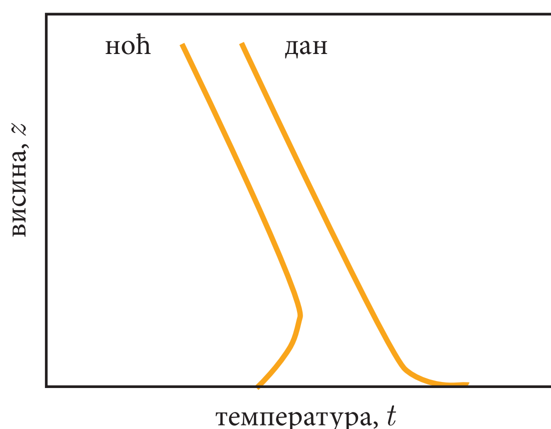
Разматрани типови годишњег хода температуре ваздуха могу да се уоче на основу њених вишегодишњих просечних вредности. Ти ходови указују на правилна периодична колебања температуре ваздуха. Извесна одступања од ових ходова су могућа у појединим годинама због продора топлих или хладних ваздушних маса. Тако, на пример, чести продори морских ваздушних маса на континент доводе до смањења амплитуде у тим областима. Или обрнуто – продори континенталних ваздушних маса на прио-

баље мора и океана повећавају амплитуду у тим областима. Непериодичне промене температуре ваздуха углавном су последица адвекције ваздушних маса. На пример, у умереним ширинама осетна непериодична захлађења настају због продора хладних ваздушних маса из Арктика. Једно од ових непериодичних захлађења је и свима добро познати повраћај хладноће у пролеће. Осим њих, у умереним ширинама могући су и повраћаји топлоте који су проузроковани продорима тропских ваздушних маса.

9.6 Промена температуре ваздуха с висином у приземном слоју атмосфере

Активна апсорпциона површина знатно утиче на расподелу температуре ваздуха с висином, при чему треба имати у виду да температура ваздуха има осетна дневна колебања. Ово јесте разлог због чега промена температуре с висином, такође, зависи од доба дана и ноћи.

Једна од карактеристика приземног слоја тј. најнижег дела пограничног слоја јесу и велике апсолутне вредности вертикалног температурног градијента, које и по неколико пута премашују сувоадијабатски градијент. Овакви градијенти, позитивни током дана и негативни ноћу, могу да се осмотре у слоју дебљине до 30 m и више. Међутим, они су посебно велики у најнижем делу пограничног слоја тј. до висине 1,5–2 m. Оваква ситуација је директна последица слабог ветра, па онда и слабог турбулентног мешања, што условљава нагли пад температуре ваздуха с висином током дана и њен брзи пораст у ноћним сатима (сл. 2.30). Као илустрација ове тврдње нека послужи и следећа чињеница. Током врелог летњег дана температура ваздуха на висини од 2 m може да буде и за 10 °C нижа од температуре земљишта на његовој површини, тако да у том слоју вертикални температурни градијент може да достигне велике вредности.



Слика 2.30 Вертикална расподела температуре ваздуха с висином у приземном слоју атмосфере ноћу и дању

На расподелу температуре ваздуха с висином у приземном слоју доста утичу и временски услови. На пример, облачност и јак ветар током дана слабе загревање, а током ноћи смањују хлађење активне апсорпционе површине, што доводи до смањења вертикалног температурног градијента. Управо због оваквог утицаја облачности и ветра највеће градијенте могуће је осмотрити када је дан јасан и ведар. Расподела температуре с висином умногоме зависи и од врсте активне апсорпционе површине. Тако, на пример, биљни покривач смањује вертикални температурни градијент у односу на градијент када се као активна апсорпциона површина јавља голо земљиште.

У пограничном слоју су осмотрена и знатна колебања вертикалних температурних градијената с временом, пошто је термички режим овог слоја највише одређен турбулентном разменом топлоте, активном апсорпционом површином и зрачењем. Лети, током дана, кад је изражено интензивно загревање површине земљишта, вертикални температурни градијент у слоју дебљине 300–500 m се знатно разликује од средњег градијента за тај слој (0,3–0,4 °C/100 m) и често прелази вредност од 1 °C/100 m. У зимском периоду температурни градијент је обично мали и често има негативне вредности, што је карактеристично за појаву инверзије. Изнад висине од 500 m зрачење мање утиче на градијент, што доводи до тога да се средњи температурни градијент смањује да би се на висини од 1,5 km приближио вредности од 0,5 °C/100 m.

У пограничном слоју атмосфере средње вредности вертикалног градијента температуре ваздуха зависе и од географске ширине места. У умереним географским ширинама вредности температурног градијента се крећу у интервалу 0,05–0,10 °C/100 m зими и до 0,44 °C/100 m у току лета. У поларним областима у зиму и пролеће преовлађују негативне вредности вертикалног температурног градијента, док су у лето и јесен његове вредности незнатно позитивне.

9.7 Инверзије у атмосфери

Инверзија је атмосферска појава за коју је карактеристично да температура ваздуха расте с висином. Уколико се температура ваздуха с висином не мења, онда је реч о изотермији. Појава инверзије је везана за одређена стања атмосфере. Отуда и осетан утицај инверзије на развој различитих атмосферских процеса. Једна од особина инверзије је и стабилна стратификација, која је препрека развоју узлазних ваздушних струјања.

Инверзија се описује преко следећих параметара: а) висина доње границе инверзионог слоја; б) вертикална распрострањеност (дебљина) и в) температурни слој тј. разлика температура на горњој и доњој граници инверзионог слоја. У тропосфери инверзија може да се појави на различитим висинама. Узимајући за критеријум поделе висину доње границе инверзије, оне могу да се поделе на приземне, тј. инверзије које почињу од активне апсорпционе површине, и инверзије слободне атмосфере, тј. оне чија се доња граница налази на некој висини. Дебљина инверзионих слојева може да буде и до 2–3 km, а температурни скокови могу да се крећу од 2 °C до 10 °C и више.

Приземне инверзије. У зависности од услова образовања, оне се деле на радијационе и адвективне.

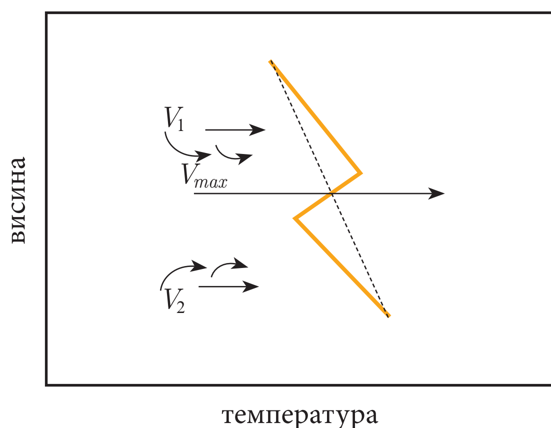
Радијационе инверзије се образују када се због израчивања охлади активна апсорпциона површина, а потом и приземни слој атмосфере који належе на њу. Удаљавањем од активне апсорпционе површине температура ваздуха расте, пошто се слојеви ваздуха који су непосредно уз површину највише охладе. Ове врсте инверзија јављају се у ноћним сатима у току лета, док се зими јављају у току дана. Отуда и њихова подела на летње (ноћне) и зимске инверзије. *Летње* (*ноћне*) почињу да се развијају увече после заласка сунца. У току ноћи оне се појављују, да би у јутарњим сатима достигле највећу дебљину. По изласку сунца активна апсорпциона површина и належући ваздух се постепено загревају тако да инверзија ишчезава. Дебљина ноћних инверзија зависи од активне апсорпционе површине и турбулентног мешања. Оно има променљиву вредност од 10 m до 400 m. Развоју ове врсте инверзије погодују ведро небо и слаб ветар. *Зимске инверзије* се обично јављају при ведром времену када се хлађење активне апсорпционе површине одиграва из дана у дан, што може да потраје по неколико дана, па и недеља. Том приликом хлађење незнатно ослаби током дана, да би се сваке наредне ноћи још више појачавало у односу на претходну ноћ. Дебљина такве инверзије достиже обично неколико стотина метара, а понекад 2 km и више. Познати су случајеви да овај тип инверзије достигне дебљину од 3 km с температурним скоком од 15 °C. Радијациона инверзија може умногоме да добије на интензитету уколико је рељеф области у којој се појављује осетно нехомоген. Тада се охлађен ваздух слива у котлине, где се нагомилава и због веома слабог турбулентног мешања у њима још више охлади. Често се радијационе инверзије настале због повезаности с особеностима рељефа подручја у ком се појављују називају и *орографске инверзије.*

Адвективне инверзије се образују при адвекцији топлог ваздуха тј. при дотоку топлијег ваздуха на хладнију активну апсорпциону површину, као што је, на пример, продор топлог морског ваздуха на континент у зимском периоду. Тада доњи слојеви придолазећег ваздуха предају део топлоте активној површини, због чега и долази до образовања инверзије.

Инверзије слободне атмосфере. По условима образовања оне могу да се поделе на следећи начин: инверзије турбуленције (трења), динамичке, антициклоналне (инверзије спуштања) и фронталне.

Инверзије турбуленције (трења) образују се на висини од неколико стотина метара изнад слоја атмосфере у ком је изражено јако турбулентно мешање условљено трењем ваздуха о површину земљишта. Тако у стабилно стратификованом слоју атмосфере, незасићеном воденом паром, због турбулентног мешања вертикални температурни градијент може да се повећа до 1 °C/100 m. Тада се уздижуће порције ваздуха адијабатски хладе снижавајући температуру виших слојева. И обрнуто. Порције ваздуха које се спуштају адијабатски се загревају и повисују температуру ваздуха у нижим слојевима. За овакву инверзију типична је ситуација када, у слоју са јаком турбуленцијом, вертикална расподела температуре почиње да се приближава расподели одређеној суво-адијабатским температурним градијентом.

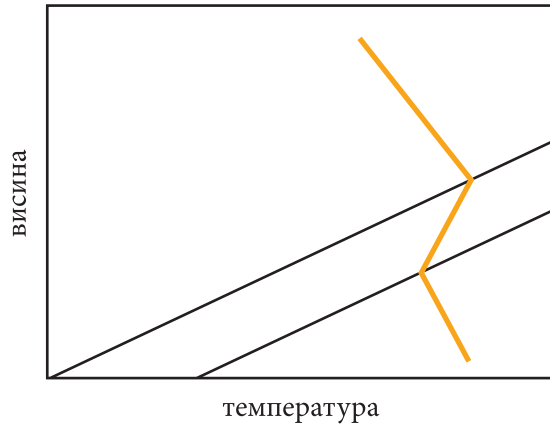
Динамичка инверзија настаје у слојевима атмосфере у којим су брзине ветра велике. Механизам њиховог настанка може да се, уз коришћење слике 2.31, образложи на следећи начин. Ваздушна струја која се креће највећом брзином (на слици је означена са V_{max}) усисава ваздух из слојева који се налазе изнад и испод ње у којима су брзине мање (на слици означене са V_1 и V_2). Овакав однос брзина доприноси да се у горњем слоју тј. слоју већих брзина појаве силазна струјања, која су на слици назначена стрелицама наниже, а у доњем слоју, тј. слоју мањих брзина, појаве узлазна струјања назначена стрелицама навише. Тада ће у силазним струјањима температура ваздуха да расте по сувоадијабатском градијенту, тј. 1 °C/100 m, а у узлазним да се смањује за његову вредност. Услед настанка описане расподеле температура у средњем делу слоја, где су велике брзине, доћи ће до појаве инверзије.



Слика 2.31 Уз објашњење настанка динамичке инверзије

Антициклоналне инверзије (инверзије спуштања) се образују у областима повишеног атмосферског притиска. У центру таквих области долази до појаве силазних струјања ваздуха. Због вишег притиска на мањим висинама силазећи ваздух се сабија, а потом разлива у хоризонталном правцу не доспевајући до Земљине површине. Температура у силазној струји ваздуха расте по сувоадијабатском температурном градијенту тј. 1 °C/100 m, при чему ће се порције ваздуха које долазе са веће висине и више загрејати, што у одређеном слоју на некој висини доводи до појаве инверзије. Антициклонална инверзија се најчешће образује на висини 1–2 km и може да има велику вертикалну распрострањеност.

Фронталне инверзије се образују у фронталним зонама (сл. 2.32). Фронтална зона се јавља као прелазна зона између хладног и топлог ваздуха. У њој се уочава нагла промена вертикалног температурног градијента, што доводи до појаве изотермије или инверзије. Висина доње границе инверзионог слоја изнад неке тачке зависи од њеног растојања од линије фронта на површини земљишта. Што је удаљенија од ње, инверзија је више изражена.



Слика 2.32 Фронтална инверзија

9.8 Топлотни биланс Земљине површине

На овом месту ћемо детаљније да се позабавимо топлотним билансом Земљине површине, као и коментарима везаним за њега. У ту сврху размотрићемо систем приказан на слици 2.19 који се састоји од Земљине површине (водене или копнене) на улазу, а потом се простире до дубине где су дневне или годишње промене температуре занемарљиве. Водећи рачуна о ознакама за зрачења у систему Земља–атмосфера уведеним у овој глави и главама 6 и 7, као и о усвојеној конвенцији о знаку енергетских чланова, налазимо да се они у једначини (2.81) сада могу написати у следећем облику.

Добитак енергије E_d се остварује преко: биланса краткоталасног зрачења $(S_d + S_r) - A_p (S_d + S_r)$ и противзрачења атмосфере E_a, који заједно чине биланс зрачења, као и хоризонталног транспорта топлоте у систем F_i, тј.

$$E_d = (S_d + S_r)(1 - A_p) + E_a + F_i. \tag{2.91}$$

Губитак енергије E_g настаје: Земљиним зрачењем E_z, транспортом осетне топлоте H од топлије Земљине површине ка хладнијем ваздуху, губитком топлоте испаравањем λE и хоризонталним транспортом топлоте из система F_o. Ако то запишемо, долазимо до израза

$$E_g = E_z + H + \lambda E + F_o. \tag{2.92}$$

У разматраном систему промена енергије ΔE једнака је количини топлоте Q_z која се у току дана или године размени између Земљине површине и дубљих слојева земљишта или воде. Једначина (2.81) сада може да се запише у облику

$$(S_d + S_p)\,(1 - A_p)\,\lambda E + E_a + F_i = E_z + H + \lambda E + F_o + Q_z. \qquad (2.93)$$

Уколико биланс зрачења означимо са R_z а са ΔF означимо разлику $F_o - F_i$, налазимо да последња једначина може да се напише у сажетијем облику, тј.

$$R_z = H + \lambda E + Q_z + \Delta F. \qquad (2.94)$$

Члан ΔF је значајан само код водених басена, где је могућ транспорт топлоте премештањем масе са једног на друго место (конвекција или хоризонтално струјање). Код копна овај члан је занемарљив, тако да за њега једначина (2.94) има облик

$$R_z = H + \lambda E + Q_z. \qquad (2.95)$$

Ова једначина је само запис једне фундаменталне чињенице да се расположива енергија Земљине површине, настала апсорпцијом, троши на: загревање хладнијег ваздуха, испаравање и загревање дубљих слојева земљишта. Током ноћи, када нема краткоталасног зрачења, једначина (2.95) може да се напише у облику

$$E_{ef} = H + \lambda E + Q_z. \qquad (2.96)$$

У току ноћи биланс зрачења се своди на ефективно зрачење E_{ef} тако да лева страна последње једначине показује да Земљина површина губи енергију. Да би се тај губитак надокнадио, иста површина прима топлоту: транспортом од топлијег ваздуха, образовањем росе и транспортом топлоте из дубљих слојева земљишта.

Члан Q_z, који представља топлоту акумулирану у земљишту или воденом басену у периоду од једне године, може да се занемари како за копно тако и за океане. Оправдање за његово занемаривање потиче од чињенице да се топлота акумулирана у њему током пролећа и лета утроши током јесени и зиме. Тако, за океане, једначина биланса (2.94) има облик

$$R_z = H + \lambda E + \Delta F, \qquad (2.97)$$

док је за копно њен облик

$$R = H + E. \qquad (2.98)$$

Слично разматрање важи и за једначину биланса за дневни период када се топлота акумулирана у земљишту и воденом басену током јутра и раног поднева избалансира губитком топлоте током касног поподнева и ноћи.

Гледано за целу Земљину лопту, једначина топлотног биланса има облик

$$R_z = H + \lambda E, \tag{2.99}$$

где су занемарени члан који се односи на акумулирану топлоту Q_z, као и члан ΔF који је једнак нули, пошто су и добитак и губитак топлоте избалансирани путем струјања. Овај облик једначине биланса за Земљину површину је веома погодан за разна разматрања у метеорологији.

Као што је већ истакнуто, једначина биланса може да се примени за сваки временски интервал који се креће и до периода од милион година. Међутим, она је само приближно у важности, пошто се при многим прорачунима неки енергетски чланови занемарују. Како они за мању област и неки временски период могу да буду значајни, ми ћемо их побројати да би их читалац имао у виду.

Топлота која се ослободила приликом топљења леда. Топљење снега обухвата у просеку период од 100 дана на око 70 процената копна између 40° и 60° географске ширине на обе хемисфере. То проузрокује топлотни ефекат од око 700 W m^{-2} за један дан, што представља 5 до 10% зрачног биланса током пролећа за ове географске ширине.

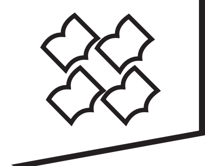
Енергија која настаје дисипацијом механичке енергије: ветра, таласа и плиме. Износ ове енергије је процењен на вредност од 1 до 10 W m^{-2}.

Топлота која се транспортује падавинама. Знак овог члана зависи од тога да ли је подлога хладнија или топлија него што су падавине. Количина топлоте која се транспортује на овај начин може за време летњих поподневних јаких краткотрајних пљускова да достигне и вредност од 465 W m^{-2}.

Топлота која се троши на процес фотосинтезе. Процењено је да у просеку износи један проценат од укупног краткоталасног зрачења које доспе на Земљину површину.

Топлота која се ослободи приликом оксидације биолошке супстанције. На пример, при једном осредњем шумском пожару ослободи се топлота од 840 W m^{-2}, што одговара и двострукој вредности нето зрачења које доспе на Земљину површину.

Земљина површина је место на које се усмерава енергија која потиче од: разних сагоревања, вулканских ерупција, земљотреса, уличног осветљења и унутрашњости Земље. Код овог потоњег облика енергије тај износ иде од 0,13 W m^{-2} па до 0,9 W m^{-2}.



ДЕО III

ВОДА У АТМОСФЕРИ

10. ИСПАРАВАЊЕ

У атмосфери водена пара затвара један круг који је познат под именом *кружење воде* или водене паре у атмосфери. Са површине копна и водених басена испарава се вода, која затим доспева у атмосферу где се кондензује. Као продукти кондензације јављају се облаци. Из неких од њих падају падавине. Оне као нова вода поново доспевају на површину копна или водених басена, чиме је круг затворен. Једна илустрација кружења воде дата је на слици 3.1 преко средњег годишњег хидролошког циклуса система Земља–атмосфера.

Приликом кружења вода се појављује у различитим фазама – гасној, течној и чврстој. Ово једињење поседује један број необичних особина које му управо дају ексклузивност у односу на остале климатске супстанце. На пример, оно највећу густину има на 4 ^{o}C, што је неуобичајено за флуиде код којих се густина по правилу смањује са снижењем његове температуре. Међутим, ова аномалија која се јавља код воде је одлучујућа у презимљавању многих организама у води. Њене топлотно-физичке особине, а посебно запреминска специфична топлота ($4{,}187 \cdot 10^6$ J $^{o}C^{-1}$ m^{-3}), чине је средином која се спорије загрева у односу на природне минерале и ваздух, али се спорије и хлади. Ово је надаље чини одличним конзерватором топлоте и средином која има доста умерен термички утицај на околину.

Један од процеса заступљених у кружењу воде је и испаравање. Водена пара доспева у атмосферу захваљујући процесу испаравања са површина мора и океана, река и језера, влажног земљишта и биљног покривача. Са површина океана годишње се испари око 447 900 km^3 воде (86%), а са земљишта различитог типа – 70 700 km^3 (14%). Највећа количина водене паре налази се у слоју ваздуха који непосредно належе на површину са које се испаравање одиграва. У више слојеве атмосфере водена пара доспева путем механизма вертикалне размене – конвекција и турбулентна размена. Значајну улогу у процесу преношења водене паре имају и адвективни процеси, којима се водена пара преноси са океана и мора у унутрашњост континента. Њена количина се смањује с повећањем висине и идући према унутрашњости континента. Количина водене паре у атмосфери зависи од многих фактора (физичко-географски услови места, годишње доба, временски услови), те се због тога она појављује као веома променљива компонента у саставу атмосфере.

10.1 Водни биланс Земљине површине

Једначина водног биланса Земљине површине представља једноставну математичку формулацију хидролошког циклуса који се односи на додирне површине ваздух–земља и ваздух–вода. Свакако да ова једначина може да се примени и на неку мању област. Да бисмо математички формулисали водни биланс Земљине површине, размотрићемо

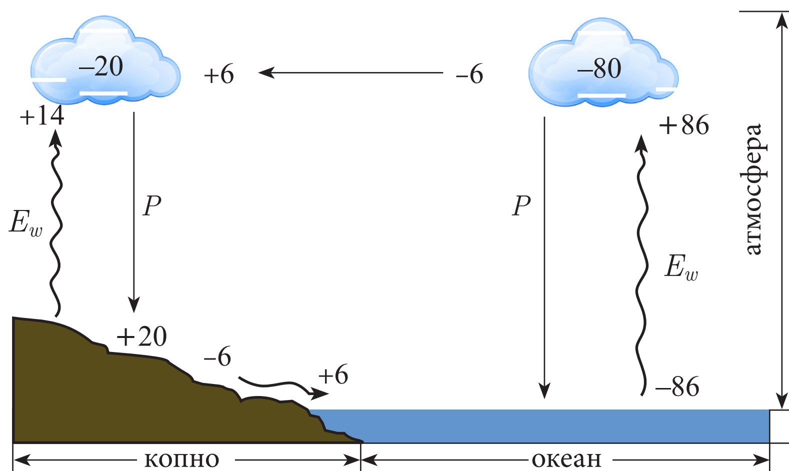
вертикални стуб земљишта јединичног попречног пресека који се простире од површине Земље до неке дубине на којој је вертикална размена влаге практично занемарљива. Уколико са W означимо промену влаге у јединици времена (mm s^{-1}) у јединичном стубу, онда ће она бити једнака збиру промена компонената водног биланса, тј.

$$W = p + D + F_{iw} - E_w - F_{0w}, \quad (3.1)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: p – количина падавина, D – вода накупљена од росе, F_{iw} – количина влаге која хоризонталним транспортом доспе у разматрани стуб из околног простора, E_w – губитак воде из стуба путем испаравања и F_{0w} – губитак влаге услед њеног хоризонталног отицања из стуба у околни простор. Све наведене компоненте водног биланса изражене су у mm s^{-1}. Приметимо да је по сасвим логичној конвенцији узето да компоненте којима се вода губи из разматраног стуба имају негативан знак. Надаље, разлику $\Delta F_w = F_{0w} - F_{uw}$ дефинисаћемо као хоризонтално отицање из стуба или једноставно *отицање*. Оно у себи укључује отицање на површини и испод ње. По конвенцији, уколико је $\Delta F_w > 0$, онда се ради о позитивном отицању или *одливу* воде. У супротном отицање је негативно, што физички има смисао *прилива* воде у разматрану запремину. Једначина (3.1) може једноставније да се напише у облику

$$P = E_w + W + \Delta F_w. \quad (3.2)$$

Ова једначина водног биланса може да се примени на било какву површину на



Слика 3.1 Шематски приказ средњег годишњег хидролошког циклуса у систему Земља–атмосфера. Назначене вредности представљају проценат од глобалне средње годишње количине падавина у износу од 1 040 mm

Земљи: голо земљиште, земљиште под биљним покривачем и водене површине (океани, језера или мањи водени басени). Уочимо да када је водена површина у питању, ΔF_w представља отицање (прилив или одлив воде) околним рекама, док W представља промену у нивоу воде. Члан W у годишњем износу можемо да занемаримо, тако да једначина (3.2) добије облик који се често користи у практичним разматрањима

$$P = E_w + \Delta F_w. \tag{3.3}$$

Једноставно речено, једначина (3.3) представља закон о одржању масе за дату површину. Количина падавина мора да буде једнака алгебарској суми испаравања и дотицања (отицања) воде са те површине. Очигледно да за пустиње ова једначина има још једноставнији облик, тј. $p = E$, пошто је хоризонтално отицање у пустињама практично занемарљиво.

Океан	***E***	***P***	ΔF_L	$\Delta F_{ок}$	ΔF_w
Атлански океан	1 040	780	–200	–60	–260
Индијски океан	1 380	1 010	–70	–300	–370
Тихи океан	1 140	1 210	–60	130	70
Арктички океан	120	240	–230	350	120
Сви океани	1 250	1 120	–130	0	–130
Континент	***E***	***P***	ΔF_w	$\Delta F_w/P$	
Европа	360	600	240	0,40	
Азија	390	610	220	0,36	
С. Америка	400	670	270	0,40	
Ј. Америка	860	1 350	490	0,36	
Африка	510	670	160	0,24	
Аустралија	410	470	60	0,13	
Антарктик	0	30	30	1,00	
Сви континенти	410	720	310	0,43	

Табела 3.1 Годишњи водни биланс (mm) океана и континената (Sellers, 1965). Са ΔF_L и $\Delta F_{ок}$ означена су отицања са континента и из океана, редом.

За практичне потребе у хидрологији и метеорологији уводи се појам *количника отицања* $\Delta F/P$ који је дефинисан као

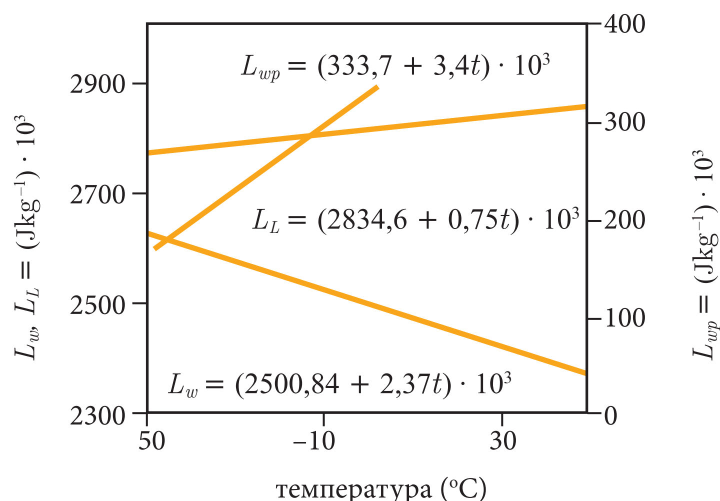
$$\frac{\Delta F}{P} = 1 - \frac{E}{P}. \tag{3.4}$$

Очигледан је и смисао овог количника. Што је веће испаравање а мања количина падавина, и количник отицања је мањи (пустиње). Или, што је мање испаравање а већа количина падавина, и тај количник је већи (области под леденим покривачем). У табели 3.1 дат је преглед годишњег водног биланса за океане и континенте.

10.2 Основне напомене о испаравању са водене површине

Молекули течности налазе се у непрекидном кретању, при чему се они крећу у различитим правцима и различитим брзинама. Молекули који се налазе на површини течности су мање изложени дејству поља молекуларних сила осталих молекула течности. Стога је већа вероватноћа да ће они савладати привлачне силе и изаћи у простор изнад течности. Са повишењем температуре повећава се и кинетичка енергија молекула, а самим тим и број молекула који поседују довољно кинетичке енергије да напусте течност. Надаље, то доводи до стварања слоја паре изнад површине течности. Пошто се молекули паре крећу у различитим правцима, онда се и део њих поново враћа у течност. Уколико је број молекула који напуштају течност већи од броја молекула који се враћају у њу, онда долази до процеса који је познат под именом *испаравање*. Међутим, у одређеном моменту број молекула који, у јединици времена, напушта површину течности може постати једнак броју молекула који се враћа у течност. У том тренутку долази до равнотежног стања (*засићење*), када се процес испаравања прекида. Процес који је супротан процесу испаравања назива се *кондензација*. Физички механизам кондензације има следећи ток. Када је број молекула који је потребан да би се постигло засићење изнад течности већи, онда се повећава и број молекула који се враћа у течност. На тај начин процес испаравања постаје бржи уколико је температура течности која се испарава виша и уколико је концентрација водене паре, изнад површине течности, мања.

При испаравању, молекули који прелазе у гасовито стање губе део своје енергије трошећи је на савлађивање молекуларних сила у течности и на рад ширења услед повећавања запремине од течног ка гасовитом стању, због чега се средња енергија молекула у течности смањује тако да долази до њеног хлађења. Дакле, да би течност која се испарава задржала константну температуру, потребно јој је доводити топлоту споља. Као што је речено у поглављу 5.2, та топлота се зове латентна топлота испаравања. Она представља количину топлоте коју је потребно довести јединичној маси воде (или било којој течности) да би се испарила при непромењеној температури. На слици 3.2 приказана је зависност латентне топлоте испаравања воде L_w од температуре. Очигледна је њена зависност од температуре ваздуха тј. што је температура виша, то је мања и латентна топлота испаравања. На пример, при температури од 100 °C та топлота износи $2{,}261 \cdot 10^6$ J kg^{-1}, док при температури од 0 °C износи $2{,}501 \cdot 10^6$ J kg^{-1}. Приликом кондензације водене паре ослобађа се иста количина топлоте као што се троши при испаравању, али сада као *латентна топлота кондензације*. На истој слици приказане су и латентне топлоте при преласку леда у воду L_{wp} и паре у лед L_L, а за које важи релација



Слика 3.2 Латентне топлоте испаравања (кондензације) за различита агрегатна стања воде

$$L_l = L_{wp} + L_w. \qquad (3.5)$$

У фазним прелазима воде могући су следећи процеси: *мржњење* или *залеђивање* (вода у лед), *топљење* (лед у воду) и *сублимација* (водена пара у лед).

Водена пара, изнад површине која се испарава, образује притисак који се назива притисак водене паре (поглавље 3.1). С повећањем количине водене паре он расте до неке граничне вредности E, која одговара стању равнотеже (засићења). Ова гранична вредност притиска водене паре E назива се максималан притисак водене паре или притисак засићења водене паре при датој температури. Испаравање са површине воде одвија се до тренутка док се не изједначе постојећи притисак водене паре и максимални притисак водене паре при датој температури. Уколико притисак водене паре постане већи од максималног притиска водене паре при датој температури, доћи ће до процеса кондензације. Притисак водене паре, пре свега, зависи од температуре. Наиме, што је виша температура већа је и брзина молекула, што доводи до бржег напуштања површине течности и њеног преласка у пару. За израчунавање максималног притиска водене паре над равном воденом површином често се користе емпиријске формуле. Једна од њих је и формула (1.10).

Максималан притисак водене паре зависи и од агрегатног стања воде (лед или течност). Везивне силе између молекула леда су веће него кохезионе силе између молекула течности. Због тога при истим температурама, тј. при истим средњим брзинама кретања, број молекула који се одвоји од површине леда је мањи него када је у питању површина воде у течном стању. Надаље, то значи да засићење изнад леда наступа при мањем притиску водене паре. Према томе, при истој температури максималан притисак водене паре изнад воде је већи него онај изнад леда.

Притисак засићене водене паре не зависи само од температуре и агрегатног стања, већ и од закривљености површине која се испарава. На основу теоријских разматрања која су експериментално потврђена произилази да је, при истом агрегатном стању и

температури, притисак засићене водене паре изнад испупчене површине већи него изнад равне, док је притисак засићене водене паре изнад равне површине већи од притиска изнад удубљене површине. Ова појава уочена је само изнад капљица воде чији су полупречници мањи од 10 cm и у капиларама које се налазе у земљишту а поседују мале полупречнике. Уколико са ΔE означимо разлику у притиску засићене водене паре која настаје као последица закривљености површине при истом агрегатном стању и температури, онда је у важности релација

$$E_R = E_0 \pm \Delta E_w, \qquad (3.6)$$

где је E_R притисак засићене водене паре изнад испупчене или удубљене површине, E_0 притисак засићене водене паре изнад равне површине, при чему знак + одговара испупченој површини а знак – удубљеној.

Однос E_R/E_0 може да се израчуна преко *Томпсонове (Thompson) формуле*

$$E_R = E_0 exp\left(\frac{M_w}{R_p}\right), \qquad (3.7)$$

где је M_w коефицијент који зависи од температуре ваздуха ($M_w = 0{,}52 \cdot 10^{-7}$ cm за $T = 0$ °C, $M_w = 0{,}47 \cdot 10^{-7}$ cm за $T = 20$ °C), а R_p полупречник кривине површине изражен у центиметрима. Овај однос варира, на пример, од 3,320 ($R_p = 10$ nm) до 1,001 ($R_p = 10$ µm). Ове бројне вредности би могле да се прочитају и на следећи начин. Изнад капљице полупречника 10 nm притисак засићене водене паре износи 332% од притиска изнад равне површине воде, док је за капљицу полупречника 10 µм тај притисак свега 100,1% у односу на E_0. Из овог следи и једноставан закључак да се стање засићења изнад закривљене површине постиже само при одређеном *презасићењу* у односу на равну површину воде. У табели 3.2 дате су вредности максималног притиска водене паре при засићењу изнад равне површине воде E_0 и леда E_L при разним вредностима температуре, као и њихова разлика. Очигледно да је разлика напона при 20 °C једнака нули да би потом опадала и при температури од –12 °C достигла максималну вредност од 0,27 mb. После тога разлика показује благ пад. Ово се објашњава чињеницом да при ниским температурама вредност максималног притиска изнад леда постаје веома мала.

t (°C)	–50	–40	–30	–20	–15	–12	–11	–10	–5	0
E_L (mb)	0.04	0.13	0.38	1.03	1.65	2.17	2.37	2.61	4.01	6.10
E_0 (mb)	0.06	0.19	0.51	1.25	1.91	2.44	2.64	2.86	4.21	6.10
$E_0 - E_L$ (mb)	0.02	0.06	0.13	0.22	0.26	0.27	0.27	0.25	0.20	0.00

Табела 3.2 Вредности максималног притиска водене паре при засићењу изнад равне површине воде E_0 и леда E_L у зависности од температуре

На крају напоменимо да максималан притисак водене паре зависи и од присуства разних примеса у води. Наиме, њихово присуство у води у знатној мери смањује максималан притисак водене паре. То смањење је тим веће што је већа њихова концентрација. Силе привлачења између молекула материје која се раствара и растварача (вода) су веће од привлачних сила молекула чисте воде. Услед тога брзина испаравања са површине раствора је мања од брзине испаравања са површине чисте воде. Отуда следи да је и притисак засићене водене паре изнад раствора нижи него изнад чисте воде.

Капи воде које лебде у атмосфери или падају из облака увек садрже извесну количину соли или киселине. Ако притисак засићене водене паре изнад раствора обележимо са E_{wp} а изнад чисте воде (или неке друге течности) са E_{wd}, онда ће сагласно *Рауловом (Raul) закону* да важи

$$E_{wp} = \left(1 - \frac{n}{n + N}\right) E_{wd}, \qquad (3.8)$$

где је N број грам молекула воде, а n број грам молекула растворене супстанце. Разлика $E_{wp} - E_{wd}$ је значајна само при великим концентрацијама. Тако, на пример, изнад морске воде средњег салинитета притисак засићене водене паре је само за 1,95% мањи него изнад чисте воде. Међутим, у атмосфери се налазе и капи воде са доста високим степеном концентрације соли. У том случају, максималан притисак водене паре изнад њих је знатно мањи него изнад површине чисте воде.

10.3 Испаравање у природним условима

Испаравање представља једну од основних компоненти водног и енергетског биланса активне површине са које се обавља испаравање. У природним условима активна површина може да буде: слободна водена површина, голо земљиште и биљни покривач. За практичне потребе испаравање се изражава преко висине слоја воде у милиметрима која се испари у јединици времена ($\mathrm{kg\ m^{-2}\ s^{-1}}$ или $\mathrm{mm\ s^{-1}}$).

Испаравање у природним условима представља доста сложен процес и његов интензитет зависи од великог броја фактора. Сагласно *Далтоновом (Dalton) закону*, интензитет испаравања E_i директно је пропорционалан разлици притиска засићене водене паре E_1 на температури активне површине која се испарава и притиска водене паре e која се налази у ваздуху. Осим тога, она је обрнуто сразмерна атмосферском притиску p или, ако се горе наведено запише, та зависност има облик

$$E_i = C_w - \frac{E_1 - e}{p}, \qquad (3.9)$$

где је са C_w означена константа ($\mathrm{kg\ m^{2}\ s^{-1}}$) која зависи од неке средње брзине ветра.

Сасвим једноставна анализа ове једначине указује на њене зависности. Испаравање ће бити веће уколико је већи и дефицит влажности тј. разлика $E_1 - e$. Ако је температура површине која се испарава виша од температуре ваздуха, онда ће то важити и за одговарајуће максималне притиске водене паре E_1 и E, где је са E назначен одговарајући максимални притисак водене паре у ваздуху при некој његовој температури. У том случају процес испаравања ће да потраје и поред тога што је ваздух изнад површине засићен ($e = E_1$). Међутим, даље испаравање је могуће јер је $E_1 > e$. Обрнуто, ако је површина која се испарава хладнија од ваздуха при довољно великој релативној влажности, може да се деси да је $e > E_1$. У том случају је и $E_i < 0$, тако да се уместо испаравања јавља кондензација водене паре на самој површини, без обзира на то што ваздух изнад површине још није постао засићен.

Зависност брзине испаравања од атмосферског притиска условљена је чињеницом да се у непокретном ваздуху молекуларна дифузија директно убрзава уколико је атмосферски притисак нижи. Наиме, што је он нижи и молекули се лакше одвајају од површине која се испарава. Ова зависност може сасвим лепо да се уочи уколико се упореде брзине испаравања на различитим висинама у планинским пределима. Напоменимо да је *дифузија* пренос масе из једне у другу област простора а због постојања градијента концентрације и води изједначавању концентрација у свим деловима посматраног система.

Испаравање у природним условима осетно зависи и од брзине ветра. Повећање брзине ветра доприноси и повећаној турбулентној размени водене паре, а самим тим и интензивнијем испаравању. Међутим, уколико се испаравање одиграва са ограничене површине, онда ће ваздух изнад ње да се засити у неком временском интервалу, тако да ће процес испаравања да стане.

У природним условима испаравање се одиграва на неограниченом простору. Ово условљава да се водена пара транспортује у простор изнад те површине, а само танак слој ваздуха уз њу остаје засићен. Услед молекуларне дифузије и турбулентног мешања из тог слоја пара се непрекидно транспортује у простор изнад површине која се испарава. Што је турбулентно мешање интензивније, тај транспорт ће да се одвија брже.

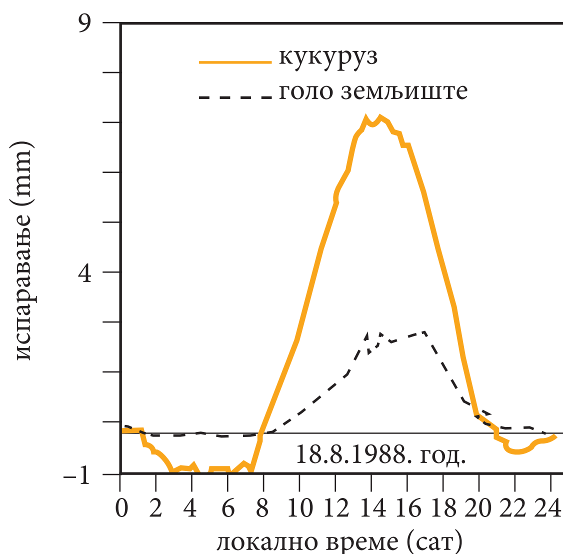
У природним условима на испаравање доста утиче и нехомогеност површина. Размена влаге између копна и воденог басена је један леп пример тог ефекта. Тако, на пример, када ваздух струји са копна на водену површину, она ће брже да се испарава зато што је разлика $E_1 - e$ код долазећег сувљег ваздуха већа него што је она претходно била изнад воденог басена. Обрнуто, када ваздух струји са водене површине на копно, брзина испаравања са водене површине ће постепено да се смањује због смањења разлике $E_1 - e$. Изнад мањих водених басена ветар знатно повећава испаравање и то осетније него изнад већих. Разлог је једноставан. Изнад мањег воденог басена ветар много више и дуже наноси нове количине релативно сувљег ваздуха. Међутим, на интензитет испаравања са великих водених басена као што су мора и океани велики утицај има и салинитет, пошто је притисак засићене водене паре, сагласно једначини (3.8), изнад раствора мањи него изнад чисте воде.

Испаравање са земљишта, као активне површине, зависи пре свега од његових физичких својстава и стања. Глатка површина слабије се испарава него храпава површина која доприноси интензивнијем развоју турбуленције, а самим тим и испаравања. Боја

земљишта осетно утиче на испаравање преко албеда. Пошто је албедо тамнијих земљишта мањи, она ће више апсорбовати краткоталасно Сунчево зрачење, више ће да се загревају, па самим тим више ће да се и испаравају. Земљиште са већим капиларама у себи ће спорије да испарава него када оно у себи садржи мање капиларе. Кроз мање капиларе вода брже допире до површине, па ће и испаравање са површине земљишта бити веће. Испаравање са земљишта је веће што је оно влажније и што је ниво подземних вода виши. Рељеф, такође, може знатно да утиче на испаравање. На већим висинама ваздух је покретљивији, па је процес испаравања интензивнији него у долинама и равничарским пределима.

У метеорологији се употребљавају два појма за дефинисање испаравања са засићене или незасићене површине. Један је појам *потенцијалног испаравања*, под којим се подразумева максимална количина воде која би могла да се испари при одређеним временским условима. Ова дефиниција се односи на водену површину али и на друге активне површине, под условом да имају довољно воде. Наиме, потенцијално испаравање са голог земљишта засићеног до пољског водног капацитета, затим са оптимално влажне, компактне травнате површине и са водене површине практично се подударају. Други појам се односи на *стварно испаравање*, које представља количину воде која се испарава у постојећим условима и у првом реду зависи од количине влаге у земљишту.

На испаравање у природним условима осетно утиче и присуство биљног покривача. Оно знатно смањује испаравање са површине земљишта док се, пак, са биљног покривача испарава велика количина воде коју биљке кореновим системом узимају из дубљих слојева земљишта (сл. 3.3). Водена пара која напушта површину вегетације резултат је два процеса. Једног, физичког процеса потенцијалног испаравања воде са површине вегетације и другог, физиолошког процеса при коме водена пара долази из унутрашњости биљке, познатог као *транспирација*. Она, као и испаравање са других активних површина, зависи од метеоролошких фактора као што су Сунчево зрачење,



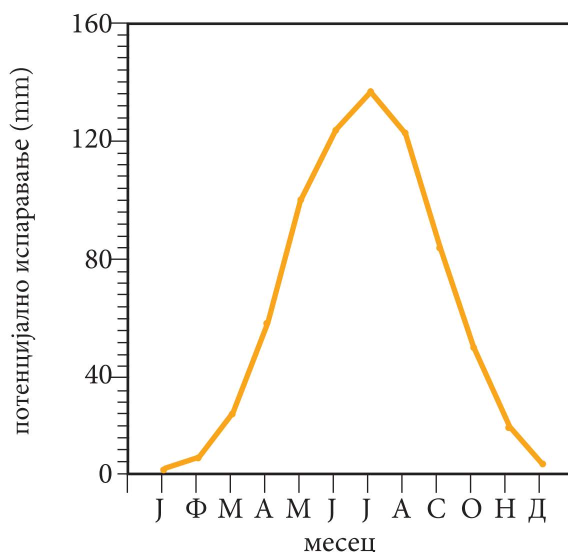
Слика 3.3 Дневни ход испаравања изнад поља кукуруза [Михаиловић и Румл (Mihailovic and Ruml,1996)]

температура, влажност ваздуха и брзина ветра. Међутим, транспирација зависи и од: физиолошких особина биљака, фазе развића, развијености кореновог система и распореда стома.

Истовремено испаравање и са земљишта и са биљака познато је као *евапотранспирација*. И она може да буде: *стварна* или *потенцијална евапотранспирација*. Под првом се подразумева количина испарене воде са земљишта и биљака у постојећим временским условима и условима влажности земљишта. Под другом се, пак, подразумева количина испарене воде са земљишта потпуно покривеног вегетацијом, када у њему нема дефицита воде. Евапотранспирација зависи од свих фактора спољне средине од којих зависи испаравање и са земљишта и са биљака, а осим тога и од биолошких особина биљке и фаза њиховог развића.

10.4 Дневни и годишњи ходови испаравања

Испаравање се током дана осетно мења. Оно је најинтензивније у подне када је највиша температура површине која се испарава и када су највеће разлике $E_1 - e$ и брзина ветра од којих оно осетно зависи (једначина 3.9). У то време најинтензивнија је и турбулентна размена влаге.



Слика 3.4 Годишњи ход потенцијалног испаравања у Бачком Петровцу за период 1948–1989. год.

У вечерњим сатима температура активне површине се смањује; самим тим се и разлика $E_1 - e$ приближава нули, тако да ваздух постаје засићен. Испаравање практично престаје. Уколико је тада температура активне површине (листова биљака, разних предмета) нижа од температуре околног ваздуха, долази до појаве кондензације или сублимације водене паре на њој. Дневни ход испаравања највише је изражен у летњим

данима, када је највише изражен и дневни ход температуре ваздуха. На слици 3.4 приказан је годишњи ход испаравања који је типичан за умерене ширине. Код њега се минимум испаравања појављује у децембру, док се максимум уочава у јулу.

10.5 Методе за израчунавање испаравања

Испаравање са активне површине у природи представља један од важних процеса у кружењу воде у систему Земља–атмосфера. Пошто при испаравању подлога губи топлоту трошећи је на овај процес, оно се јавља као веома важан процес у размени топлоте између активне површине и атмосфере. Не само метеоролози, него и људи од пољопривредне науке и праксе су живо заинтересовани за што је могуће коректније одређивање испаравања са различитих природних површина, али пре свега са голог земљишта и вегетационог покривача. На пример, ова информација им је посебно драгоцена за потребе агротехнике приликом одређивања заливних норми.

Егзактна мерења испаравања са било које активне површине су доста сложена и нису решена на задовољавајући начин. Инструменти који се користе за та мерења називају се *испарит̄ељи*. Данас у свету постоји велики број разних типова испаритеља, од којих већина даје задовољавајуће резултате само у условима за које су конструисани. Разлог је једноставан. Код свих ових инструмената испаравање се одиграва са мале површине воде или земљишта. Тај ограничени простор изолован од осталог дела воденог басена или земљишта представља површину на којој се нарушавају природни услови размене влаге и топлоте између ње и околног ваздуха. То резултује у вредностима испаравања које могу знатно да се разликују од оних какве су у природи. По правилу, испаритељи мере потенцијално испаравање јер испаравање са њих не зависи од садржаја воде у њима. Оно се стално надокнађује вештачким путем сваког наредног дана. Оно што показују испаритељи поклапа се са стварним испаравањем када је активна површина (вода или земљиште) засићена до пољског водног капацитета. До података о испаравању може да се дође и преко *лизимет̄ара*. То су по правилу велики танкови испуњени земљиштем и вегетацијом са које се одређује испаравање и која се налази у његовом окружењу. Са лизиметрима се мери стварно испаравање или евапотранспирација, дакле када земљиште није засићено до пољског водног капацитета. До података о испаравању у природним условима може да се дође и путем *микромет̄еоролошких мерења*. То је један специфичан поступак који даје добре резултате, али због своје сложености није могуће да се увек примени. Коначно, постоји и трећи начин да се одреди испаравање са активне површине у природним условима, а то је његово израчунавање преко *емӣиријских формула* уз коришћење климатолошких података. На овом месту пажњу ћемо посветити неким од њих.

Мајерова (Mayer) формула се користи за израчунавање суме испаравања са слободне водене површине у току једног месеца E_l, изражене у милиметрима. Ова формула има облик

$$E_1 = B_1(\overline{E} - \overline{e})(B_2 + \overline{u}), \qquad (3.10)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: $B_1 = 2{,}25$ s m^{-2}, $B_2 = 5$ m s^{-1}, $\overline{E}_w$ – средњи месечни максимални притисак водене паре (mb), $\overline{e}$ – средњи месечни притисак водене паре (mb) и $\overline{u}$ – средња месечна брзина ветра на висини од 10 m (m s^{-1}).

Помоћу *Тиркове* (*Tűrk*) формуле

$$E_I = k_T(S_g + C_2)\frac{\overline{t}}{\overline{t} + C_3} \qquad (3.11)$$

могуће је израчунати потенцијално испаравање са земљишта под вегетацијом у току једног месеца, изражено у милиметрима. У формули (3.11) уведене ознаке имају следећа значења: k_T – коефицијент чија вредност износи 0,0956 (s m^{-2}) за све месеце осим за фебруар, када му је вредност 0,0884 (s m^{-2}) или 0 када је средња месечна температура ваздуха нижа од 0 °C, $C_2 = 209{,}21$ (J cm^{-2}), $\overline{t}$ – средња месечна температура ваздуха (°C) и S_g – средња месечна сума глобалног зрачења (J cm^{-2}), а $C_3 = 15$ °C.

Метод водног биланса. Сума испаравања за одређени временски интервал (месец или година) може да се одреди из једначине водног биланса

$$E_I = p - F_r, \qquad (3.12)$$

где је E_I сума испаравања са басена, реке или језера за посматрани временски интервал изражена у милиметрима, p количина падавина, а F_r отицање воде за исти интервал (mm). Величина F_r се одређује на основу осматрања количине воде која у јединици времена протекне кроз јединицу површине попречног пресека, на пример, у реци. Недостатак оваквог поступка за израчунавање испаравања је у томе што он може да се примени само на одређен број басена уз знатну подршку хидролошких и метеоролошких осматрања.

Метод енергетског биланса је веома распрострањен метод за израчунавање испаравања са неке активне површине. За било коју површину једначина енергетског биланса има облик

$$L_w E_I + R_n + H + Q_z = 0, \qquad (3.13)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: $L_w E_I$ – флукс латентне топлоте (W m^{-2}), L_w – латентна топлота испаравања (J kg^{-1}), R_n – биланс зрачења (W m^{-2}), H – флукс осетне топлоте (W m^{-2}) и Q_z – флукс топлоте у земљиште (W m^{-2}). Једноставним решавањем ове једначине по E_I налазимо да је испаравање E_I (kg m^{-2} s^{-1})

$$E_I = -\frac{1}{L_w}(R_n + H + Q_z).\qquad(3.14)$$

Сваки од чланова у формули (3.14) може да се одреди или преко емпиријске формуле или путем мерења. Тако, на пример, зрачни биланс R_n може да се одреди из актинометријских мерења, осетна топлота H из градијентних мерења температуре ваздуха на различитим висинама, док транспорт топлоте у земљиште може да се одреди на основу промене његове температуре с дубином. За практичне потребе формула (3.14) се употребљава у облику

$$E_T = C_4\frac{(R_n - Q_z)\,\Delta e}{\Delta e + C_5\Delta t},\qquad(3.15)$$

где је E_T сума испаравања у току једног сата (mm), Δt (°C) разлика температура (°C) на висинама 0,5 m и 2 m и Δe разлика притисака водене паре (mb) на истим висинама; константе C_4 и C_5 имају вредности 1,44 $s^2\,m^{-2}$.

Метод турбулентне дифузије. Овај метод се темељи на вези вертикалне расподеле хигрометријских карактеристика и турбулетног транспорта водене паре. Формула која се користи у метеоролошкој пракси проистекла из овог метода има облик

$$E_I = C_6\frac{K_1}{z_0}\Delta e,\qquad(3.16)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: E_I – испаравање у току једног сата (mm), $C_6 = 2{,}1\ s^2\,m^{-2}$, Δe – разлика притисака водене паре на висинама 0,5 m и 2 m изражена у hPa, K_1 – коефицијент турбулентног струјања ветра на висини од 1 m који има димензије $m^2\,s^{-1}$ и z_0 – висина за коју се обично узима да је 1 m. Коефицијент турбулентног транспорта K_1 се приликом израчунавања испаравања узима као таблична вредност, која се одређује на основу брзина ветра измерених на висинама 0.5 m и 2 m.

Пенманов (Penman) метод. Уз извесне модификације, ово је до данас једна од најчешће коришћених формула за израчунавање потенцијалног испаравања са неке активне површине. Изворна формула има облик

$$L_v E = \frac{(R_n - Q_z)\Delta + \gamma L_v E_a}{\Delta + \gamma},\qquad(3.17)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: $\Delta = (E_s - E)/(t_s - t_a)$, E_s – максималан притисак водене паре (mb) за температуру површине t_s (°C), E – максималан притисак водене паре (mb) за температуру ваздуха t_a (°C), γ – психрометарска константа за коју се обично узима вредност од 0,65 °C mb^{-1}, $LE_a = A\,(E_s - e_a)$ изражен у W m^{-2}, A – константа (W m^{-2} mb^{-1}) и e_a – притисак водене паре у ваздуху (mb).

Формула (3.17) даје добре резултате када је разлика температура $t_s - t_a$ мала, а то је углавном изнад влажног земљишта које се простире на великој површини. Међутим, чак и доста велике грешке се појављују када се испаравање израчунава за мање наводњаване површине. Тада разлика температура $t_s - t_a$ може да достигне и неколико степени, тако да испаравање израчунато Пенмановом формулом може да буде знатно мање него што оно стварно јесте.

10.6 Утицај наводњавања на влажност ваздуха

Наводњавање поља у сушним областима знатно утиче на влажност ваздуха, посебно у топлијем делу године. Тада порасту притиска водене паре доприносе интензивно испаравање и слаба дифузија водене паре у вегетационом покривачу. Овај утицај је посебно изражен у полупустињским областима и оазама.

Из табеле 3.3 се сасвим јасно види да оазе имају много влажнију микроклиму него околна пустиња. У периоду од јуна па до септембра притисак водене паре у оази је за око 54% већи него у пустињи. Али овај ефекат зависи и од висине. Тако, на пример, у оази Пахта-Арол (Казахстан) величине 27 km × 4,5 km око поднева је осмотрено да на висини од 15 cm изнад земљишта притисак водене паре износи 30 mb, док изнад површине околне полупустиње он има вредност од свега 8 mb. Међутим, на висини од 3 m тај однос се мења, тако да у оази он износи око 18 mb. Очигледно је да слој влажнијег ваздуха који је од примарне важности за живот у пустињи има дебљину од свега неколико метара.

област	**A**	**M**	**J**	**J**	**A**	**C**	**O**
			притисак водене паре (mb)				
пустиња	8.0	8.6	8.7	9.8	8.6	6.8	5.7
велика оаза	8.4	10.4	12.9	15.2	14.0	10.4	7.3
			релативна влажност (%)				
пустиња	36	23	19	19	19	23	30
оаза	38	28	26	27	27	31	34

Табела 3.3 Средњи месечни притисак водене паре и средња месечна релативна влажност у пустињи и обично наводњаваној оази [Хриган (Хриган), 1978]

Услед појачаног испаравања површина која испарава губи топлоту, при чему долази до снижења њене температуре. У природи то доводи до ситуације да нека ограничена површина која се испарава интензивније има нижу температуру него њена околина.

Један сасвим очигледан пример овакве ситуације су оаза и њено полупустињско окружење. Код њих се уочава један ефекат који је познат као *ефекаш оазе*. Суштина је у следећем. У оази је процес испаравања много интензивнији него што је то у полупустињи – чак за ред величине. Тако, на пример, у годишњем износу у Туниској оази (150 km^2) количина воде која потиче од падавина и наводњавања из артершких бунара износи 1 650 mm, а у полупустињи (50 000 km^2) та количина износи свега 150 mm. Очигледно је да је током дана температура у оази знатно нижа него у полупустињи. Због огромног губитка топлоте, који је за ред величине већи од уобичајеног, а услед испаравања, јавља се потреба да се она надокнади. Како она не може да се надокнади од нето зрачења, њен једини извор је атмосфера која преко осетне топлоте из окружујућег ваздуха надокнађује тај губитак.

11. КОНДЕНЗАЦИЈА И СУБЛИМАЦИЈА ВОДЕНЕ ПАРЕ У АТМОСФЕРИ

У овој глави ћемо се позабавити процесима кондензације и сублимације водене паре у атмосфери. Прво ћемо се детаљно упознати са њиховом физичком суштином, а потом и са условима при којима долази до њихове појаве на Земљиној површини и у атмосфери. Посебна пажња биће посвећена опису неопходности присуства кондензационих језгара у атмосфери и њиховој улози у образовању: магли, падавина при Земљиној површини и облака. Пошто магле и облаци посредно или непосредно имају великог утицаја на људске активности, биће изложени и неки основни поступци растурања облака и магли.

11.1 Механизми кондензације и сублимације водене паре у атмосфери

У претходној глави дефинисали смо појмове везане за фазне прелазе воде. Тако смо кондензацију дефинисали као фазни прелаз из гасовитог у течно стање, док је директан прелаз из гасовите у чврсту фазу дефинисан као сублимација. Оба ова процеса се одигравају и у атмосфери и на Земљиној површини или, прецизније, на предметима и биљном покривачу који се налазе на њој.

Водена пара која се налази у атмосфери може да пређе у течно или чврсто стање само ако је притисак водене паре e већи од максималног притиска водене паре E при датој температури, тј. ако је $e > E$. Ови процеси се одвијају преко механизама који нису тако једноставни и наведени услов није сам по себи довољан да би дошло до кондензације или сублимације.

Тако, на пример, увек је у оваквим ситуацијама упутно упознати се прво са механизмом тзв. *хомогене кондензације* која се односи на образовање водених капи у хомогеној воденој пари. Слика овог процеса је много јаснија ако претпоставимо да се у гасној фази молекули сударају, али да се том приликом не разлете већ да образују један стабилан комплекс – кап. Димензије такве капи, док је $e < E$, почеће брзо да се увећавају, при чему ће се увећавати тзв. *Гибсова слободна енергија* G_b, која је дефинисана као $G_b = U - TS + eV$, где је U унутрашња енергија, S ентропија, T температура, e притисак водене паре и V запремина система, у овом случају капи воде. Међутим, у условима *презасићене* водене паре, тј. када је $e > E$, раст капи ће се одвијати до неке критичне вредности

када ће кап постати стабилна. Рачун показује да би за образовање једне стабилне капи путем хомогене кондензације, у 1 cm^3 водене паре у току 1 s, било потребно да притисак водене паре буде већи од његове максималне вредности *E* за 4,4 пута. У атмосфери таква презасићења су веома ретка (оваква презасићеност је уочена у близини великих гејзира, на пример у Јелоустонском парку у Сједињеним Америчким Државама), тако да овај вид кондензације нема приметну улогу у кондензационим процесима у атмосфери.

У природи је од много већег значаја један други механизам кондензовања водене паре познат под именом *хетерогена кондензација*. Она се састоји у томе да се образовање капи одвија на честицама које се налазе у запремини водене паре која се кондензује. Том приликом презасићење водене паре не мора да иде до размера као код хомогене кондензације, већ се оно обавља при знатно мањим вредностима притиска водене паре које су нешто изнад његове максималне вредности. Ово је нарочито изражено уколико је полупречник честица већи. Тако је, на пример, за кондензацију на честицама полупречника већег од 10 mm потребно незнатно презасићење. Објашњење за ово је једноставно. Површински напон капи је довољно велики да не дозволи молекулима воде да оду са ње тј. да не учествују у испаравању. Овим објашњењем је управо назначен и принцип функционисања *језгара кондензације* или *кондензационих језгара*, како се још називају.

Практично све течне или тврде честице аеросола које лебде у ваздуху могу да буду језгра кондензације. Она су напросто честице (поглавље 2.3) које при условима презасићене водене паре могу да буду центри кондензације водене паре. Због закривљености њихове површине, максималан притисак водене паре изнад ње је знатно већи него изнад равне површине (поглавље 10.2).

У атмосфери је присутан и велики број ледених честица. Уочено је да оне у знатној мери могу да допринесу процесу кондензације. Још 1933. године знаменити шведски, и не само шведски, метеоролог *Бержерон* (*Bergeron*) изнео је хипотезу да ове честице имају улогу *језгара сублимације* или *ледених језгара*, како се данас чешће говори. На њима се ледени кристали образују директно из водене паре тј. сублимацијом. Међутим, у новије време преовлађује уверење да се ледени кристали образују једним другим механизмом и да ледена језгра не учествују у њему. Наиме, сматра се да се процес образовања ледених кристала одиграва на следећи начин. Прво се механизмом кондензације образује комплексна кап воде изнад обичног језгра кондензације, да би се потом, при довољно ниским температурама, она замрзла прелазећи у чврсту фазу. Само изнад овако образованог језгра може да дође до формирања ледених кристала. Често се овако образована ледена језгра називају и *језгра мржњења*. У атмосфери водене капи могу да остану незамрзнуте и при температурама које су знатно испод 0 °C. Тада се за воду каже да је *прехлађена*. На пример, у облацима и магли уочено је присуство прехлађене воде и на температури од –40 °C. Међутим, највећи део капи прелази у лед на температурама између –12 °C и –17 °C. На основу истраживања у лабораторији постојање прехлађене воде објашњава се условима фазних прелаза воде. За мржњење капи воде потребно је и постојање тзв. центара кристализације који се, пак, образују на доста ниским температурама.

Што се језгара неопходних за образовање ледених кристала тиче, истакнимо и следеће. Постоји читав низ једињења која могу да послуже за њихово образовање и то при доста високим температурама (до –3 °C). Такви су, на пример, сребро-јодид (A*g*J) или олово-јодид (PbJ_2), који су незамењиви у поступку вештачког образовања падавина.

11.2 Језгра кондензације

У претходним поглављима изнета је подела и објашњена је улога језгара кондензације, тако да ћемо у овом поглављу да се позабавимо детаљним описом њиховог порекла и неких њихових особина. Језгра кондензације су примесе које се на различите начине уносе у атмосферу, при чему су то најчешће хигроскопне честице соли и капљице киселина. Она се обично задржавају у атмосфери у виду најситнијих честица, које у њу доспевају испаравањем капљица морске воде образованих при појави великих таласа. Такође, честице у атмосфери могу да се задрже као продукти сагоревања угља (сумпорна и азотна једињења).

Адсорбујући по својој површини молекуле водене паре, хигроскопне честице имају улогу „ембриона" за образовање капљице, који се у почетном стадијуму састоји од концентрованог раствора соли или киселина. Према једначини (3.8), притисак водене паре изнад овако образоване капљице је знатно мањи него изнад равне водене површине. Оваква ситуација очигледно погодује условима за образовање капљице чак и при релативној влажности ваздуха нешто мањој од 100%. За њен даљи пораст, међутим, потребна је све већа и већа релативна влажност и поред смањења полупречника кривине површине капи. Наиме, ово је због тога што се са повећањем капљице смањује и концентрација раствора у њој.

Дакле, услед присуства хигроскопних језгара појављују се услови за почетак кондензације и образовање капљице у почетном стадијуму. Даљи пораст капљице може да се настави само ако је притисак водене паре у ваздуху већи од максималног притиска водене паре непосредно изнад капи, што се обично одиграва при релативној влажности у интервалу 101–102%.

Процес кондензације може да се одигра и на нехигроскопним честицама које лебде у ваздуху, као што су: честице земљишта и минералних материја, разни микроорганизми, итд. Ове честице у великој количини у атмосферу обично доспевају путем турбулентног мешања и вертикалног струјања ваздуха. Језгра кондензације могу да буду и космичка и вулканска прашина. Сва ова језгра на својој површини адсорбују молекуле водене паре и она одмах потом имају улогу коју имају првобитно образоване капљице. Размере ових језгара морају да буду веће од размера хигроскопних језгара, пошто само при таквом услову кондензација може да се обави при незнатном презасићењу водене паре. На малим нехигроскопним језгрима кондензације овај процес се не остварује, пошто је за његову реализацију потребна водена пара која је осетно презасићена. Међутим, такви услови у природи се обично не реализују.

Концентрација језгара кондензације се мери њиховим бројем у 1 cm^3 ваздуха. Изнад океана тај број се креће у интервалу 600–800 језгара, док изнад индустријских области тај број може да достигне и неколико милиона. Тако, на пример, присуство неког индустријског центра може да се у погледу концентрације језгара кондензације осети и до неколико десетина, па и стотина километара од њега. Концентрација језгара има свој одређени дневни ход. Минимум се лепо уочава у моменту изласка сунца. Током дана, када се развије конвекција и повећа брзина ветра, са Земљине површине у атмосферу се подижу различите примесе, чиме се повећава број језгара кондензације достижући максимум око 1 700 по локалном времену. Ноћу, конвекција и ветар слабе, тако да је и концентрација језгара знатно мања. Иначе, њихов број се смањује са повећањем висине.

Димензије језгара кондензације крећу се у интервалу од 5 nm до 0.1 μm. Хигроскопна језгра имају полупречнике реда величине 0.01 μm, а нехигроскопна су нешто већа – 0.05 μm. Хемијска анализа воде од кише, обичних капи и аеросола прикупљених из разних слојева атмосфере показује да су најраспрострањенија језгра кондензације која садрже једињења: хлора, сумпора, угљеника, азота, мангана, натријума и калијума.

11.3 Кондензација и сублимација путем хлађења ваздуха

Да би дошло до кондензације водене паре у атмосфери, осим присуства језгара кондензације потребно је да се температура ваздуха спусти испод тачке росе. Пошто је неопходност постојања првог услова већ објашњена, на овом месту пажња ће бити посвећена условима при којима температура ваздуха може да се спусти испод тачке росе. Ти процеси углавном могу да се сврстају у четири групе.

Кондензација водене паре услед хлађења површине земљишта путем израчивања и хлађења належућег слоја ваздуха. Током мирног времена и безоблачног неба, после заласка сунца, површина земљишта а и предмети на њој могу знатно да се охладе због интензивног зрачења. Ово ће надаље да проузрокује и хлађење ваздуха у слоју атмосфере који непосредно належе на ту површину, при чему ће водена пара тог слоја да се приближи стању засићења. Када се потом температура површине земљишта и предмета на њој спусти испод тачке росе, водена пара ће почети да се кондензује на њима, образујући капљице воде. Међутим, хлађење приземног слоја ваздуха испод тачке росе може да се одигра и у ваздуху, када долази до појаве магле. Ако се, пак, на некој висини налази слој ваздуха са високим садржајем водене паре, при његовом хлађењу услед зрачења може да дође до кондензације и образовања облака.

Кондензација услед додира топлог ваздуха са хладном активном површином. До кондензације овог типа може, на пример, да дође када ваздух са топлије морске површине струји на хладнију површину копна. До ње може да дође и када се ваздух премешта са топлије копнене на хладнију водену површину или ако се, пак, премешта из области топлих у области хладних морских струја.

Кондензација водене паре при мешању две ваздушне масе различитих садржаја водене паре, блиских засићењу, и различитих температура. Наведено мешање ваздуха доводи до снижења температуре топлије ваздушне масе. Притисак водене паре у измешаном ваздуху може да буде знатно виши од максималног притиска водене паре на температури измешаног ваздуха, при чему се вишак водене паре кондензује. Навешћемо један пример овакве кондензације са одговарајућим бројним вредностима.



Слика 3.5 Шема процеса кондензације и сублимације водене паре у атмосфери

Претпоставимо да се мешају две ваздушне масе које имају температуре $t_1 = 10$ °C и $t_2 = 20$ °C, редом, при чему обе садрже засићену водену пару са одговарајућим максималним притисцима $E^{(1)} = 12{,}3$ mb и $E^{(2)} = 23{,}4$ mb, редом, и средњом вредношћу притиска водене паре измешаног ваздуха $E_s = 17{,}8$ mb. Међутим, са друге стране, средњој температури ваздуха $t_m = 15$ °C одговара максималан притисак водене паре $E_m = 17{,}1$ hPa. Очигледно да је $E_s > E_m$, па се вишак водене паре који се том приликом јавља кондензује.

Кондензација при адијабатском уздизању. Већ је истакнуто да се при адијабатском уздизању ваздух са незасићеном воденом паром хлади за око 1 °C на сваких 100 m. Кад водена пара постане засићена, даље уздизање ваздуха повезано је са његовим хлађењем које проузрокује кондензацију. Адијабатско хлађење уздижућег ваздуха је процес којим се најчешће обавља кондензација у слободној атмосфери и основни је узрок образовања облака. Коначно, овим процесом се образује највећи број продуката кондензације. На слици 3.5 шематски су приказани процеси путем којих се обављају кондензација и сублимација водене паре у атмосфери.

11.4 Кондензација водене паре на Земљиној површини, вегетацији и надземним предметима

У претходном поглављу је речено да ваздух који непосредно належе на Земљину површину, у додиру са хладним земљиштем, вегетацијом и надземним предметима, може да се охлади до тачке росе. При његовом даљем хлађењу вишак паре почиње да се кондензује на њиховој површини. У зависности од услова хлађења, том приликом могу да се образују: роса, слана, иње и поледица, који се називају и продукти надземне кондензације или *падавине које се образују при Земљиној површини.*

Роса. Ако се Земљина површина и предмети и вегетација на њој толико расхладе да им је температура нижа од тачке росе околног ваздуха, тада ће се додиром влажног ваздуха са њима водена пара кондензовати и излучити у облику сићушних водених капљица. Ако је тачка росе изнад 0 °C, онда се водена пара кондензује у виду *росе.* Најчешће се роса накупља на предметима који интензивно зрачење, а истовремено су и лоши проводници топлоте.

Образовању росе обично погодује тихо и ведро време у току ноћи, али ако се појави и слаб ветар онда ће роса интензивније да се накупља. Физички је очигледно да први део наведеног услова погодује интензивном израчивању предмета, голог земљишта и вегетације, а други – лаганом наношењу водене паре на њих. Међутим, јачи ветар би у потпуности допринео да до образовања росе не дође због поспешивања мешања хладнијег ваздуха при тлу и топлијег на висини.

Роса се највише накупља на трави, на лишћу ниског жбуња и других биљака које израчују, много више него равна површина земљишта. Осим тога, у ваздуху унутар биљног покривача релативна влажност је много већа него изнад голог земљишта, па због тога на деловима биљака пре долази до кондензације. Роса је веома важна за биљке, јер у многим крајевима са малом количином падавина она даје значајан део воде потребне за њихов живот. Количина падавина од росе може да износи и до 0,3 mm у току једне ноћи или до 50 mm у току године. Она се обично појављује у пролеће и у јесен, а слабије у летњим месецима.

Слана. Слана се образује на сличан начин као и роса, али када је тачка росе испод 0 °C. Тада се водена пара сублимује у виду танких ледених кристала који имају облик љуспица, иглица или перја. Понекад због различитог степена израчивања подлоге на температури око 0 °C могу да се истовремено образују и слана и роса, с тим што је слана нешто обилнија.

Иње. Иње се састоји из сићушних, храпавих и слани сличних облика, који се при магловитом и „оштром" времену нахватају на гранама и оштрим ивицама предмета (обично на вертикалним). Постоји основна претпоставка да се оно најчешће нахвата на деловима предмета који се најбрже охладе. Иње се најчешће јавља као *обично* и *тврдо* иње. Обично представља беле танке слојеве ледених кристала сличних слани, сложених претежно на вертикалним површинама. Оно се образује при прехлађеној магли или сумаглици, и то на оној страни одакле дува ветар.

Процес стварања иња одвија се на следећи начин. Прехлађене капљице магле се, када их ветар нанесе на неки чврст предмет, заледе на њему. Заједно са прехлађеним капљицама магле, ветар носи и водену пару на температури испод 0 °C, која се сублимује у честице кристала шестоугаоног облика доста сличне снежним пахуљицама. Како је максималан притисак водене паре изнад леда мањи него изнад воде, онда ће иње да се нахвата баш на оним местима где се налази раније образовано иње. Тврдо иње се састоји од непровидних зрнастих структура, сличних снегу или леду, које се таложе при сумаглици на температури испод 0 °C на исти начин као и иње. Иње се често образује после периода јаког мраза, као претходник топлијег времена, тако да има прогностички значај.

Поледица. Под овим појмом подразумевају се наслаге леда, обично хомогене или прозирне, настале залеђивањем прехлађених капљица сумаглице или кишних капи, на предметима чија је површинска температура нижа од 0 °C или, пак, нешто мало виша. Она се обично образује на почетку и крају зиме при температури ваздуха у интервалу од −5 °C до −3 °C.

Поледица може да настане углавном на два начина. Један је када кишне капи падну на земљину површину или на разне предмете изнад ње. Тада се оне одмах заледе у додиру са чврстим предметима. Том приликом јака поледица може да се образује ако је температура на земљиној површини нешто испод 0 °C. Поледица може да настане и у следећим случајевима: а) ако се после дуготрајног и јаког мраза догоди преокрет времена, при ком обично падне киша на још увек смрзнуто земљиште и ту се заледи; б) под истим условима као што је већ описано, али ако се уместо кише појави измаглица и в) ако се после јаког мраза изненада догоди преокрет времена, при коме дува топао и влажни ветар изнад охлађене земљине површине и водена пара се на њему кондензује а потом замрзне. У ова три описана случаја превлаке од леда су танке и не задржавају се дуго. Много јаче поледице се образују у првоописаном случају. Тада се она може нахватати не само на површини земљишта, већ и на предметима и вегетацији изнад ње (стубови, дрвеће, жбуње, итд.).

11.5 Магле

Магла и сумаглица настају услед кондензације водене паре у близини земљине површине тј. у приземном слоју атмосфере. Под *маглом* се обично подразумевају капљице воде или кристали леда у ваздуху који смањују видљивост на растојању мањем од 1 km. Ако је видљивост, пак, смањена у интервалу од 1 до 10 km, онда се говори о *сумаглици*. Интензитет магле или сумаглице се из различитих разлога степенује, као на пример у саобраћају. Отуда и једна могућа градација може да изгледа овако: а) слаба сумаглица (2–10 km), б) умерена сумаглица (1–2 km), в) слаба магла (500–1 000 m), г) умерена магла (50–500 m) и д) јака магла (видљивост је мања од 50 m). Свакако да су могуће и друге градације, уз не мању дозу субјективности.

Уколико је температура ваздуха већа од 0 °C, онда се магла састоји од капљица воде полупречника 2–5 μm, док се при негативним температурама састоји од капљица

прехлађене воде, кристала леда и замрзнутих капљица воде. Капљице воде које сачињавају сумаглицу имају полупречник који је мањи од 1 μm. Приликом увећавања капљица сумаглица може да пређе у маглу, док при испаравању магла може да се трансформише у сумаглицу.

Видљивост у магли зависи од димензија капљица и кристала који је сачињавају, као и од *воденоī садржаја* магле. Под воденим садржајем магле се подразумева количина воде, у течном или чврстом стању, садржана у 1 m^3 ваздуха. Осматрања указују да се водени садржај магле креће од 0,02 mg m^{-3} до 1,0 g m^{-3}, као и да је он већи при позитивним него при негативним температурама ваздуха. Број капљица у слабој магли се у средњем креће од 1 до 10 капљица у 1 cm^3, док је у јакој магли тај број знатно већи од 400–600 капљица.

Магла обично настаје у случајевима када је притисак водене паре у слоју ваздуха који је непосредно уз земљину површину већи од максималног притиска водене паре. Уколико је довољан број језгара кондензације, магла може да се појави и при вредностима релативне влажности ваздуха које су мање од 100%. Овај услов је обично испуњен при јаким мразевима. Објашњење појаве магле при оваквом времену налази се у чињеници да се она тада састоји од ледених кристала изнад којих је максимални притисак водене паре мањи него изнад прехлађене воде на истој температури. На основу физичких услова образовања, магле могу да буду: магле хлађења, магле које нису настале хлађењем и магле које су настале делатношћу човека.

Маīле хлађења настају услед снижења температуре ваздуха уз земљину површину, при чему се она спусти испод тачке росе. Оваква ситуација може да настане као последица: а) Земљиног зрачења, б) адвекције топлог ваздуха на хладнију подлогу и в) уздизања ваздуха уз орографске препреке. Отуда и подела на: радијационе, адвективне и магле падина.

Радијационе маīле настају услед интензивног Земљиног зрачења, због чега се у знатној мери охлади тло, а потом и ваздух који непосредно належе на њега. Овај механизам хлађења се потом постепено преноси на више слојеве. Образовању ове врсте магле погодују следећи услови које ћемо образложити. 1) Довољно велика релативна влажност ваздуха; ово је један од битних услова. У противном, уколико је садржај водене паре у ваздуху мали, до образовања магле неће доћи чак и при знатном хлађењу ваздуха. 2) Мала облачност; она погодује образовању магле зато што повећава ефективно зрачење, стварајући услове за интензивније хлађење земљишта а потом и нижих слојева атмосфере. 3) Слаб ветар; при брзинама ветра до 2 m s^{-1} још увек релативно лако може да дође до расхлађивања ваздуха који непосредно належе на активну апсорпциону површину. Наиме, турбуленција која том приликом настаје је недовољна да допринесе мешању слојева. Међутим, јачи ветар повећава интензитет турбуленције, која успева да промеша доње хладније и горње топлије слојеве ваздуха спречавајући расхлађивање нижих слојева атмосфере. По правилу, радијационе магле се не образују при ветровитом времену. Има ситуација када јачи ветар може да допринесе образовању магле. На пример, када специфична влажност ваздуха расте с висином. Тада ветар, увећавајући турбуленцију, доприноси бољем преносу водене паре од горе на доле, па магла може да се образује и при великим брзинама ветра.

Висина до које се простиру радијационе магле зависи од степена охлађености ваздуха. Ако се најнижи слој ваздуха охлади испод тачке росе, онда се образује ниска магла. Том приликом се образује и инверзија, коју карактерише стабилна стратификација ваздуха, која спречава размену топлоте нижих и виших слојева ваздуха путем мешања. Она условљава да при образовању магле тачка росе буде брзо достигнута. Висина радијационе магле се креће од неколико метара до стотину метара. Понекад та висина буде само 2 m. Такве магле се називају *приземне* магле. Оне су обично локалног карактера и захватају ограничен простор.

При образовању ниских радијационих магли приметну улогу имају – локални ветрови. На пример, у нижим областима и у долинама она може да се појави и када је нема на околним узвишењима. Ово може да се објасни чињеницом да се у долини ваздух знатно више охлади. Радијационе магле се често јављају после кише, а потом разведравања у ноћним сатима. Изнад великих језера и река, радијационе магле се обично не образују, јер се процес њиховог хлађења, током ноћи, одвија доста споро због велике специфичне топлоте воде. Оне се најчешће појављују у вечерњим, ноћним или раним јутарњим сатима. По изласку сунца приземна инверзија која их прати ишчезава, а потом и радијациона магла постепено нестаје.

У касну јесен или током зиме, нарочито при антициклоналном типу времена, хлађење копна није карактеристично само за ноћ већ се јавља и дању. Тада слој расхлађеног ваздуха може да достигне дебљину и од неколико стотина метара. Таква радијациона магла се назива *висока*. Код ње се висина до које се распростире поклапа са доњом границом антициклоналне инверзије. Ова магла почиње да се развија на висини и у почетку представља облачни слој који се образује испод слоја инверзије, где долази до накупљања водене паре и примеса. Ово су управо услови који погодују процесу кондензације. Овај слој се потом спушта ка тлу, где прелази у маглу. Високе радијационе магле обухватају велике области и могу да се одрже и по неколико дана, слабећи током дана и појачавајући се током ноћи.

Адвективне магле настају приликом кретања топлог ваздуха изнад хладне подлоге. У вертикалном правцу простиру се и по неколико стотина метара, обухватајући велика пространства. Обично настају на један од следећих начина. 1) Премештањем тропског ваздуха (посебно оног изнад површине мора) ка вишим географским ширинама; овај тип магле је могуће уочити првенствено када је време хладније. Њихова густина при земљиној површини није велика, али се зато увећава са висином. 2) Премештањем топлог континенталног ваздуха на хладнију површину мора. Овакве магле могуће је осмотрити изнад мора током лета. Уколико се, пак, промени правац ветра, онда се она с мора премешта на приобални део. Трајање овако насталих магли зависи од температурног контраста између површине мора и копна. Најчешће се јављају на северним морима. 3) Премештањем топлог морског ваздуха на хладнију површину копна. Понекад се овако настале магле називају *приморске* магле. 4) Премештањем ваздуха са топле на хладну површину. Овакве магле образују се најчешће на местима сусрета топлих и хладних морских струја. Отуда се називају и *морске* магле. Јављају се током целе године, али најчешће их је могуће осмотрити почетком лета када је температурни контраст

између морских струја највећи. У ове магле убрајају се и оне које се образују изнад леденог покривача арктичког басена. Могуће је осмотрити их при топлијем времену, када се топлији ваздух са југа премешта на охлађену површину воде или леда. Оне се често појављу у области Њу Фаундленда, где се сусрећу топла Голфска и хладна Лабрадорска струја.

Магле падина се образују при адијабатском хлађењу ваздуха, услед његовог уздизања уз планинске падине. Међутим, уколико је то уздизање интензивније, онда се не образује магла већ гомиласти облаци – кумулуси.

Магле које нису настале хлађењем су првенствено магле испаравања и магле мешања.

Магле испаравања је могуће осмотрити када је температура воде виша од температуре ваздуха. Оне се образују хлађењем и кондензацијом водене паре која долази са водене површине у слој ваздуха изнад ње. Том приликом до испаравања долази чак и при релативној влажности ваздуха од 100%, па и већој. Ово се објашњава чињеницом да је дефицит засићености ваздуха, при температури површине воде, већи од нуле, чак и при релативној влажности ваздуха већој од 100%.

Магле испаравања образују се најчешће у јесен и то изнад река и језера. Када је током године време хладније, оне могу да се образују и изнад морских залива. Најповољнији услови за настајање ових магли јављају се при лаганој адвекцији јако хладног ваздуха с копна на топлу водену површину. Често се образују изнад хладних мора, где је температура на површини леда знатно нижа од температуре на отвореној морској површини. Том приликом ваздух охлађен изнад леда или копна прелази на водену површину као знатно хладнији од воде, при чему се у њему образује магла без обзира на то што се ваздух непосредно уз морску површину непрестано греје. Разлог овоме треба потражити у турбулентном транспорту топлог ваздуха навише, при чему на топлију водену површину увек долази свеж хладан ваздух.

Магле испаравања изнад мочвара, река и малих језера при мразевима слабог интензитета обично се спуштају до висина које су мање од 2 m. Изнад влажног земљишта ове магле се појављују само током дана, када је његова температура виша од температуре ваздуха. Ноћу, међутим, услед Земљиног зрачења магла испаравања ишчезава, али је зато могућа појава радијационих магли.

Посебна врста магле испаравања позната је под именом *фронтална* магла. Њу је могуће осмотрити непосредно пред пролазак топлог фронта с којим се она премешта. Основни узрок настанка фронталних магли лежи у чињеници да због испаравања фронталних падавина долази до засићења ваздуха. Образовање фронталних магли може да буде потпомогнуто и адијабатским снижењем температуре ваздуха изазваним опадањем притиска испред фронта. Непосредно уз површину додира две ваздушне масе фронта магла може да настане после њиховог мешања.

Магле мешања се образују при мешању две ваздушне масе које имају различиту температуру и садржај водене паре, али су обе блиске стању засићења. Оне се често образују на обалама мора и језера при великом контрасту температуре ваздуха изнад копна и водене површине и при слабом ветру.

Магле настале делатношћу човека односе се на градске и магле мразева, као и на оне настале вештачким путем, на пример магле за борбу против мраза.

Градске маīле. У великим градовима, где се у ваздуху налази велика количина честица, понекада се образују магле које се називају градске магле и које се обично не простиру далеко од области града. Оне се образују услед присуства великог броја активних језгара кондензације, у чијем присуству кондензација може да започне при релативној влажности ваздуха 75–95%. Ово се обично дешава у јутарњим часовима, када је водена пара у ваздуху близу стања засићења.

Градске магле понекад могу да имају тамнију боју насталу присуством честица дима и других примеса у капљицама воде. Њихов интензитет се увећава управо због присуства великог броја честица које интензивно зраче хладећи се. Ове магле се најчешће јављају у индустријским центрима и то много чешће него у самом граду. Са повећањем броја загађивача у граду расте и вероватноћа појаве ових магли. На пример, у Лондону, који је иначе познат по овим врстама магле, у првој половини *XX* века за сваких петнаестак година вероватноћа појаве магле се повећавала за један и по пут. Градске магле знатно смањују дужину трајања сунчевог сјаја у великим градовима, што се директно одражава на његов топлотни биланс. У великим индустријским центрима неретко долази до појаве густих и опасних магли, које су помешане са димом и издувним гасовима аутомобила. Такве магле се називају *смоī*.

Маīле мразева. Јављају се зими приликом ниских температура ваздуха и у присуству ниске инверзије, обично захватајући мале насељене површине у граду. Њихово образовање везано је за јутарње часове, када се у ваздуху појављује велика количина језгара кондензације. Током дана, када порасте температура, ове магле слабе или у потпуности ишчезавају. Уколико током дана више ослабе, оне се обнављају у вечерњим сатима, што у континуитету може да се понавља и по неколико дана.

Дневни и īодишњи ход маīли. Највећа честина појаве магли везана је за ноћне часове, када су најповољнији услови за образовање радијационих магли. Минимум честина је уочен у послеподневним часовима, када је и најмања релативна влажност ваздуха.

Годишњи ход магли знатно зависи од географских услова. Изнад континента оне се чешће јављају у јесен, а изнад мора и океана у пролеће, када је водена површина најхладнија. Магле смањују ефективно зрачење активне апсорпционе површине, па отуда и њихов позитиван утицај на развој биљних култура. Наиме, оне могу да спрече прекомерно опадање температуре биљака током ноћи.

11.6 Растурање магли

Као што је већ истакнуто, магла је облак на Земљиној површини у коме видљивост не прелази 1 km. Она је једна од атмосферских појава која највише нарушава нормални режим саобраћаја, а и других човекових делатности. Отуда и напори да се усаврше стари и изнађу нови методи за растурање магле. У претходном поглављу учињена је једна могућа класификација магли. Међутим, на овом месту користићемо једну другу класификацију, при чему ћемо их поделити на: *шойле* ($t > 0$ °C), *йрехлађене* (0 °C > t > –30 °C, са капљицама прехлађене воде) и *ледене* ($t < -30$ °C, састављене искључиво од

честица леда). Већина магли се може подвести под топле магле. Три су основна метода за њихово растурање.

Механичко мешање. У овом методу искоришћена је чињеница да се у вишим слојевима магле налази сувљи и чистији ваздух. Уколико се тај ваздух присили да се спусти, доћи ће до његовог мешања са маглом, што ће довести до испаравања њених капљица. Услед тога, средина ће остати незасићена и магла ће ишчезнути. Обично се ово механичко мешање обавља хеликоптерима, слично као и код заштите од мраза. Овај метод не захтева велике трошкове. Међутим, ефикасан је само у случајевима када треба направити узак видљив простор у танком слоју магле.

Расејавање хигроскопних честица. Овај метод се заснива на одузимању влаге из простора који је њом испуњен. Ово је могуће урадити помоћу хигроскопних честица, на пример натријум-хлорида ($NaCl$) или урее ($CO(NH_2)_2$), које се расејавају на наветреној страни простора у ком се растура магла. На убаченим честицама кондензује се водена пара, што проузрокује њихово увећавање, да би већ у наредних пет минута дошло до образовања капи које падају на земљину површину. Ситније капи које остају испаравају се у простор сувљег ваздуха, тако да и оне ишчезавају. Применом овог метода, максимално побољшање видљивости постиже се десет минута по засејавању честица. Ослобођена од магле, маса ваздуха бива померена од стране ветра у област где се поново пуни влагом. Ефикасност овог метода зависи од величине хигроскопних честица. Ако су оне крупне, брже ће и да падају, тако да неће бити довољно времена да на њима дође до значајније кондензације водене паре. Ако су, пак, ситније, задржавајући се у атмосфери могу да допринесу погоршању видљивости.

Загревање. Уколико се слоју магле доведе довољна количина топлоте, загрејани ваздух ће постати незасићен, тако да ће капљице магле почети да се испаравају. Овај метод је доста ефикасан, али и скуп. На пример, обезбеђивање струје топлог ваздуха путем грејача уграђених у аеродромске писте могуће је само уколико су економски ефекти њихове употребе испод економских трошкова последица које би настале ако се овај метод не примени.

Прехлађене магле су најпогодније за дејство које доводи до њиховог растурања. Разлог је једноставан и лако се налази у чињеници да је при истим температурама леда и воде максималан притисак водене паре изнад леда нешто нижи него изнад воде. Та разлика је мала (мања од 0,2 mb), али је значајна. Уколико су у магли присутни истовремено кристали леда и капљице воде, доћи ће до појаве градијента парцијалног притиска који ће бити усмерен од капљица воде према кристалима леда. То надаље значи да ће се капљице воде смањивати због испаравања, док ће се кристали леда увећавати због додатне количине водене паре. Отуда се у маглу убацују материје које дејствују као кристали леда. Обично се убацују суви лед (угљена киселина у чврстом стању, H_2CO_3) или течни пропан. Суви лед се убацује из авиона који лети изнад слоја магле, док се течни пропан убацује са Земљине површине. После убацивања у слој магле, течни пропан почиње нагло да се испарава, при чему долази до образовања језгара кристализације. Механизмом који је већ образложен језгра се увећавају, да би потом у виду пахуљица доспела на Земљу.

Ледене магле по правилу настају као последица човекове делатности. До сада нису разрађени економски оправдани методи за њихово растурање.

11.7 Облаци и њихова микроструктура

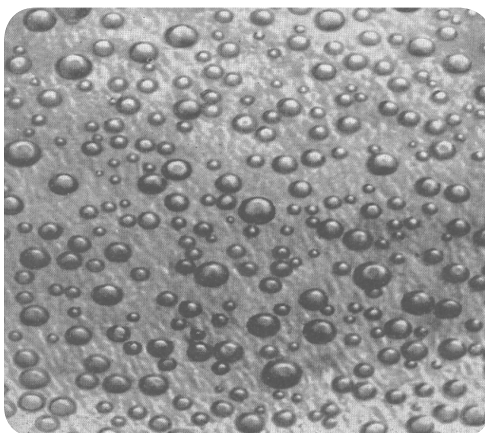
Најуочљивија особина Земље када се посматра са сателита или из свемирског брода је облачни покривач. У било ком тренутку, око једна половина Земљине површине покривена је облацима. Облаци се могу наћи почев од Земљине површине па до висине од око 20 km. Поједине врсте облака могу се наћи и на висинама до 30 km, а неке друге чак и до 80 km. Међутим, тачан састав ових високих облака није познат.

Под облаком се обично подразумевају видљиви продукти кондензације или сублимације водене паре, који су нагомилани на некој висини. Из њих се појављују падавине и јављају непогоде. Они осетно утичу на доток краткоталасног зрачења на активну површину, преко чега се тај утицај одражава и на температурни режим земљишта, водених басена и ваздуха. Облаци су веома различити, како по морфологији тако и њиховој микроструктури.

Облаци се састоје из ситних капљица воде или кристала леда. Отуда и њихова подела на *водене* и *ледене*. Пошто се у облацима капљице воде често јављају у „прехлађеном" стању, истовремено са кристалима леда, онда се облаци таквог састава називају – *мешовити* облаци.

Осматрања која су обављена авионима показују да се водени облаци састоје из капљица различитих димензија, чији се полупречници углавном налазе у интервалу 4–25 μm (сл. 3.6). У облацима се налазе „крупне капи", које су доста блиске капима које су карактеристичне за падавине. За разлику од капљица облака, оне имају велику брзину падања. Њихов број, за капи полупречника већег од 75 μm, креће се и до 3 000 по 1 m^3 у слојасто-кишовитим облацима.

Један од квантитативних показатеља облака је његов *водени садржај*, који се дефинише као садржај воде (у течном или чврстом стању) који је измерен у 1 m^3 облачне масе и изражава се обично у *g* m^{-3}. На пример, у гомиластим облацима водени садржај се мења од 0,7 g m^{-3} у његовим доњим, па до 1,8 g m^{-3} у његовим горњим деловима.



Слика 3.6 Капљице облака (увеличане 45 пута)

У води облака садржане су и разне примесе, посебно: калцијум, манган, гвожђе, алуминијум и угљеник. Установљено је да концентрација примеса знатно опадне при расту капљице облака од 10 μm до 15 μm захваљујући чињеници да слаби раствор соли.

У атмосфери има доста облака који се састоје из ситних кристала леда. Они настају при веома ниским температурама, али упадајући у ниже топлије слојеве облака током времена образују велике пахуљице. На Аљасци, ледени облаци могу се осмотрити при самој Земљиној површини на температури испод –40 °C. На ниским температурама кристали се обично образују у виду малих шестострaних призми. Ови кристали могу да се образују од капљица воде које се брзо залеђују остављајући својеврстан кондензациони траг иза авиона, такође при температури нижој од –40 °C.

Углавном постоје два основна типа малих кристала облака. Једни су у виду шестостране призме димензија 0,1–0,3 mm; могу се осмотрити на температурама од –15 °C и нижим. Перјасти облаци се претежно састоје из ове врсте кристала. Друга врста се јавља у облику танких плочица на температурама од –4 °C до –18 °C.

11.8 Морфологија облака

Као што је објашњено у претходним поглављима, облаци настају у ваздуху који је постао презасићен у односу на течну воду или лед. Најчешћи начин на који ваздух постаје засићен је кроз дизање праћено адијабатским ширењем и хлађењем. Главни типови подизања, од којих сваки продукује различите облике облака, могу да се групишу на следећи начин.

1) Локално дизање топлих делића ваздуха у условно нестабилној околини продукује *конвекӣивне облаке*. Ови облаци имају пречнике који варирају у опсегу од око 0,1 до 10 km. У њима се ваздух диже вертикалним брзинама које су типично реда величине неколико метара у секунди, али могу достићи и неколико десетина метара у секунди у великим конвективним облачним системима. Ове брзине подизања обично продукују водени садржај (течан или у облику леда) реда величине 1 g m^{-3}, мада су могуће и далеко веће вредности. Трајање конвективних облака варира од неколико минута до неколико сати.
2) Принудно дизање стабилног ваздуха продукује *слојасӣе облаке.* Ови облаци настају на висинама од Земљине површине па до тропопаузе и могу се простирати преко области од неколико стотина или хиљада квадратних километара. Брзине подизања варирају од неколико центиметара у секунди до око 10 cm s^{-1}. Водени садржај код ових облака је неколико десетих делова грама по кубном метру ваздуха или мање. Слојасти облаци обично постоје током периода од неколико десетина сати.
3) Принудно подизање ваздуха при преласку преко брда и планина продукује *ороӣрафске облаке*. Узлазне брзине које при томе настају зависе од брзине и правца ветра, као и висине баријере, и могу достићи неколико метара у секунди. Водени

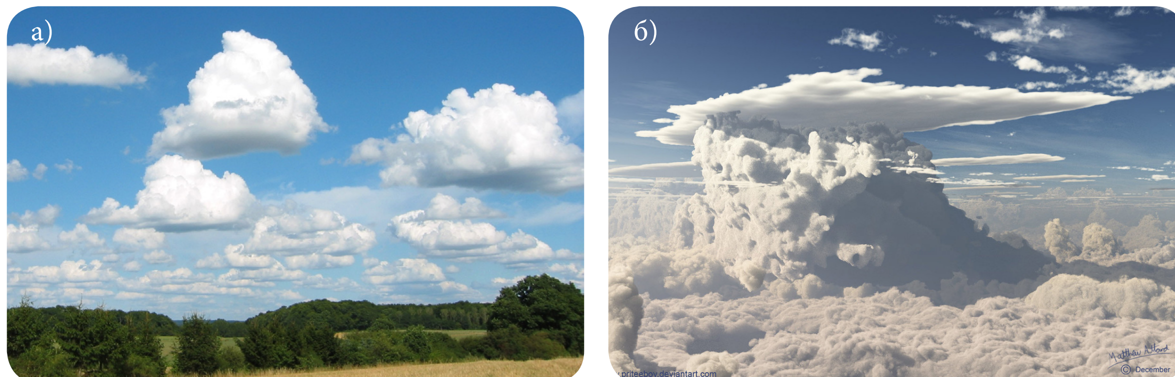
садржај је типично неколико десетина делова грама по кубном метру. Орографски облаци могу бити сасвим пролазни, али се при сталном ветру могу дуго задржати.

Поред описаних који настају при дизању ваздуха, облаци такође могу настати путем механизама који су описани у поглављу 11.3, тј. због:

- хлађења ваздуха испод тачке росе у додиру са хладном површином. Најчешћи примери су настајање магле током ведрих ноћи без ветра, када се тло хлади зрачењем (радијациона магла) и настајање адвективне магле, када се топли ваздух креће преко хладније површине. Овај други тип магле је нарочито чест на мору. Како се хлађење од тла мешањем преноси увис, магла се може подићи, при чему се формира низак слој *стратусног облака* који обично није дебљи од 500 m и нема никаквих изражених особина;
- мешања два делића масе ваздуха различитих температура. Овај процес не доводи често до формирања облака, због тога што температурске разлике суседних делића ваздуха нису довољно велике да би мешање могло довести до засићености, изузев ако обе ваздушне масе већ на почетку нису готово засићене. Овај процес понекад доводи до настанка *арктичког морског дима* (или *парне магле*);
- адијабатског ширења и хлађења због брзог локалног пада притиска. Овај процес је одговоран за настајање *димњачких облака* повезаних са торнадима и морским пијавицама.

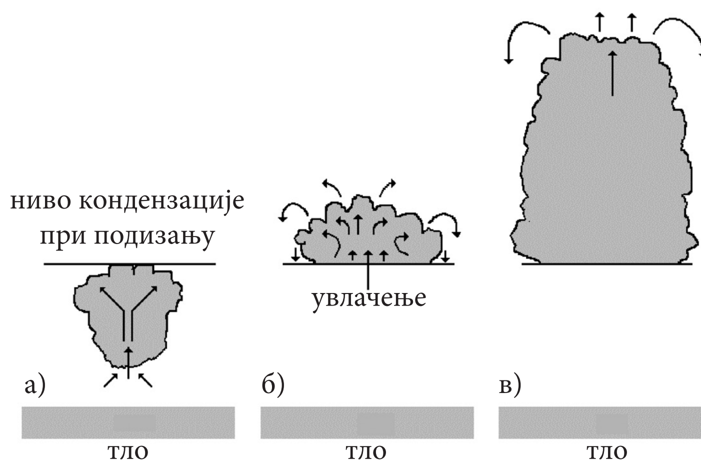
Основу за међународну класификацију облака предложио је Хауард (Luke Howard) 1803. године. Он је користио латинска имена *кумулус* (cumulus – хрпа или гомила) за конвективне облаке, *стратус* (стоји за слојасте облаке), *цирус* (cirrus – увојак косе) за влакнасте облаке и *нимбус* за кишне облаке, заједно са њиховим комбинацијама (нпр. цирокумулус, циростратус, стратокумулус). По међународној класификацији, нимбус или нимба се користи у комбинованим именима искључиво да означи облаке из којих пада киша (нпр. нимбостратус, кумулонимбус). Такође се користе комбинације, нпр. алтостратус или алтокумулус, где префикс *алто* означава облаке средњих висина који се налазе на висинама око 2 до 7 km.

Као што је већ речено, конвективни облаци настају локалним дизањем топлих делића ваздуха у условно нестабилној околини. Тако настаје и облак *кумулус*, Cu (сл. 3.7а), чија је база добро дефинисана, што указује да је ваздух на нижим нивоима добро измешан због конвекције, тако да је висина кондензационог нивоа уздизања прилично уједначена изнад велике области. Млади облаци који расту показују доста финих детаља. Границе су им оштре, што им даје изглед карфиола. У овој фази облаци се углавном састоје од течне воде, мада се могу простирати изнад изотерме 0 °C. Како делићи облачног конвективног ваздуха губе потисак при подизању, њихови обриси постају искрзани. Код старих хладних облака изглед искрзаности постаје израженији због присуства великог броја делића леда. За ово постоје два разлога. Прво, у презасићеном облачном ваздуху делићи леда брже расту од капљица воде. Друго, у презасићеном ваздуху изван облака делићи ваздуха испаравају спорије од капљица воде при мешању са сувљим ваздухом у околини, те тако продукују дифузније границе облака. Такође, ветар шири горње делове овог облака по хоризонтали, тако да се формира *наковањ*.



Слика 3.7 Јаки конвективни облаци: а) кумулус; б) кумулонимбус

У овом стадијуму облак се претвара у кумулонимбус, Cb (сл. 3.7б). Надаље, повећава се концентрација делића леда и наковањ расте. У следећој фази делови кумулонимбуса се слеђују. Врхови јаких конвективних облака који достижу до тропопаузе се често на овом нивоу хоризонтално шире преко великих области због позитивне статичке стабилности. Остаци наковња зову се *цируси наковња*. Висина слабијих конвективних облака је често ограничена температурним инверзијама на нижим нивоима у тропосфери, где се облаци могу ширити по хоризонтали формирајући стратокумулусе. Цируси наковња и стратокумулуси могу да смање загревање тла зрачењем и тако пригуше формирање нових конвективних облака.

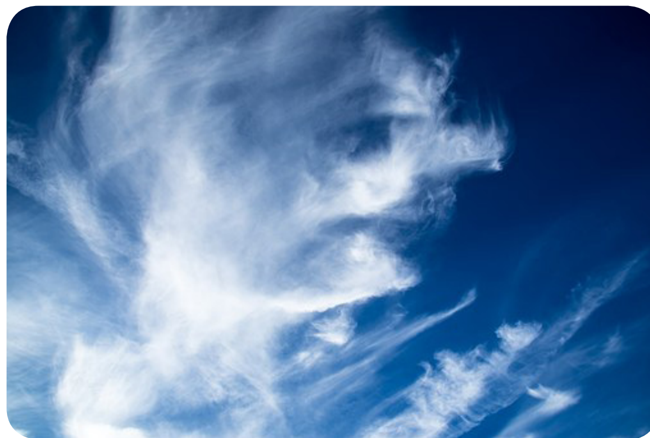


Слика 3.8 Термик у различитим стадијумима развоја. Стрелице показују кретање ваздуха. а) испод кондензационог нивоа уздизања пречник (невидљивог) термика расте при подизању; б) изнад кондензационог нивоа уздизања термик постаје видљив као облачни торањ. Престаје да се шири пошто делови „разблажени" увлачењем заостају; в) облачни торањ је достигао максималну висину. После тога слаби, тоне и испарава. Кумулусни облак се састоји од великог броја оваквих термика у различитим стадијумима развоја.

Пажљивим посматрањем конвективних облака може се уочити да се они састоје од великог броја појединачних елемената или торњева. Њихов животни циклус од раста до распадања мери се минутима. Бројни облачни торњеви могу се видети на слици 3.7. Ове торњеве производе елементи ваздуха који се подижу под утицајем силе потиска и који се зову *ūермици*. Прерастање термика у облачни торањ шематски је приказано на слици 3.8. Приликом подизања, термик одгурује околни ваздух са своје горње границе. Истовремено, околни ваздух се увлачи у турбулентни траг испод термика, као што је приказано на слици 3.8б. Ова кретања су таква да теже да преврну термик наопако, због чега долази до темељног мешања. Такође, нешто околног ваздуха може бити увучено турбулентним мешањем кроз стране и врх термика. Као последица *увлачења* пречник термика у почетку расте при његовом дизању, као што је приказано линијама на слици 3.8а. Међутим, изнад кондензационог нивоа уздизања, термик који се сада види као растући облачни торањ престаје да се шири због увлачења хладног, сувог ваздуха. Испаравање дела облачне воде доводи до хлађења, потисак термика се због тога смањује и део ваздуха у њему заостаје. До момента када термик потпуно ослаби тиме што се једанпут окрене наопако његов потисак је потпуно потрошен. До тог тренутка он је порастао до висине изнад базе облака, која је типично један и по пута већа од његовог пречника.

Испаравање које се догађа на граници облака доводи до хлађења и, према томе, низлазних кретања. Ове низлазне струје теже да пригуше дизање термика изнад кондензационог нивоа уздизања изван облака. Због тога, границе облака остају прилично добро дефинисане. Нето узлазно кретање ваздуха у конвективним облацима компензовано је споријим спуштањем ваздуха изнад много већих области између облака. Тако, постоји тенденција да термици потхрањују претходно формиране облаке. Штавише, пошто су ове области овлажене претходним термицима, смањено је испаравање нових термика.

Мада *слојасūи* облаци у облику стратуса могу да настану *дизањем* магле, уобичајени начин њиховог настанка на великим пространствима у умереним ширинама је дизање ваздуха повезано са развојем циклона. Наилазак топлог фронта представља нарочито згодну прилику да се уоче слојасти облаци у различитим фазама развоја.



Слика 3.9 Цирус

Пре проласка топлог фронта при тлу, благо подизање ваздуха у топлом сектору изнад гушћег ваздуха у хладном продукује слојасте облаке чија се висина смањује са приближавањем фронта. Први знак наиласка фронта је појава врло високих (~ 9 km) *цирусних* облака (сл. 3.9), обично са запада.

Цирусни облаци се састоје од делића леда чија величина може бити неколико милиметара, али је концентрација делића доста мала (~ 0,1 cm^{-3}). Због релативно великих делића леда у цирусу и релативно ниског максималног притиска водене паре изнад леда, делићи леда често испадају и пређу понекад и километар и више пре него што испаре.



Слика 3.10 Циростратус

Како се фронт примиче посматрачу, цирусе замењују *циросīраīуси*, Cs (сл. 3.10). Циростратуси често могу бити толико танки да се тешко могу уочити. Међутим, у оваквим ситуацијама често се може видети *хало*. Хало настаје преламањем светлости на хексагоналним призмама леда. У принципу, хало треба да буде потпун круг, али се као такав ретко може видети.



Слика 3.11 Алтостратус

Током неколико сати циростратуси дебљају и спуштају се. Сунце постаје тешко видљиво кроз слој ледених кристала, који може бити дебео 2–3 km и простирати се преко области од неколико хиљада квадратних километара. У овом стадијуму облак се зове *алшосшрашус*, As (сл. 3.11). Хало се ретко виђа код алтостратуса, али се понекад може уочити низ сјајних обојених прстенова око Сунца и Месеца. Ови прстенови се зову *корона* и настају преламањем светлости на малим капљицама воде. Ако су облачне капљице доста уједначене величине, може се видети неколико низова прстенова. Растојање између прстенова зависи од величине капљица. У сваком низу, унутрашњи прстен је љубичаст или плав, спољашњи је црвен, а остале боје су између ова два прстена. Корона око Месеца је доста честа, али није мање честа ни око Сунца; једино што се у правцу Сунца ређе гледа, па се зато корона ређе и уочава. При даљем дебљању и спуштању према тлу, алтостратус добија уједначен, сив изглед и из њега почињу падавине. Овакав облак се сада зове *нимбосшрашус*, Ns (сл. 3.12) и кроз њега се Сунце више не може видети. У овој фази слојеви облака могу постојати на неколико нивоа.



Слика 3.12 Нимбостратус



Слика 3.13 Цирокумулус

Делићи леда из горњих слојева могу падати у доње облачне слојеве где расту као снежни делићи, топе се при проласку кроз нулту изотерму и стижу на Земљу као киша. Ниво топљења се често може уочити гледајући према хоризонту у правцу сунца. Пошто снег расипа више светлости него киша, облак је знатно тамнији изнад него испод слоја топљења.

У слојасте облаке такође спадају *цирокумулуси*, Cc (сл 3.13), *алӣокумулуси*, Ac (сл. 3.14) и *сӣраӣокумулуси*, Sc (сл. 3.15). На ове облаке очито делују два основна типа кретања, која их разбијају на мале елементе кумулусног типа или *ӣаласасӣе* облике. За кумулусне елементе се сматра да представљају мале конвективне ћелије унутароблачних слојева. Ове ћелије настају због загревања базе облака зрачењем са тла, потпомогнутим понекад конвективним транспортом топлоте и хлађењем врхова облака израчивањем у простор. Овај феномен је теоријски испитивао Рејли, који је показао да за слој дате дебљине постоји критична разлика у загревању, која кад се пређе долази до ћелијских кретања. Ове ћелије се зову *Бенарове* (*Bénard*) *ћелије* и за њих се каже да настају *Рејлијевом конвекцијом*. Ако се флуид загрева одоздо, а у исто време се појачава смицање хоризонталног струјања, класичне Бенарове ћелије прерастају у таласасте облике поређане у правцу вектора смицања.



Слика 3.14 Алтокумулус



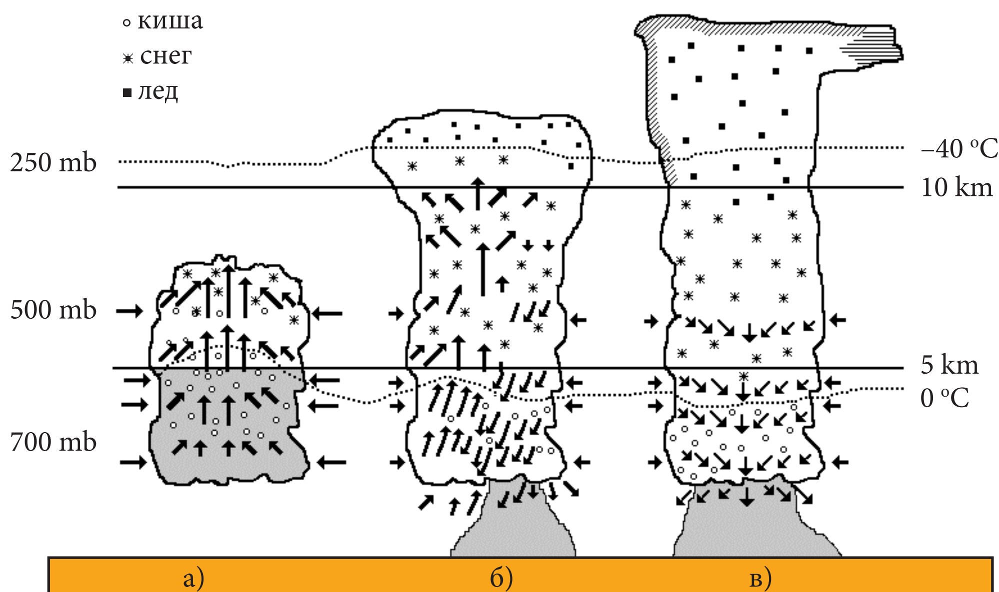
Слика 3.15 Стратокумулус

Таласна кретања могу се такође развити унутар стабилно стратификоване атмосфере, под условом да вертикално смицање ветра пређе критичну вредност. После тога настаје нестабилност смицања. Кретања која настају имају облик великих таласа оријентисаних управно на смицање ветра.

11.9 Непогоде унутар ваздушне масе и јаке непогоде

Кумулонимбуси обично нарастају до пропорција грмљавинске непогоде и имају значај у продукцији падавина само изнад релативно топлих и влажних региона. Грмљавинске непогоде су широко распоређене изнад влажних тропских области, као и унутар топлих маритимних ваздушних маса, које током лета стигну изнад континенталних области у средњим ширинама. У овим ширинама изоловане летње непогоде се често зову *локалне непогоде унутар ваздушне масе*, да би се разликовале од поремећаја тзв. синоптичких размера.

Подаци о више појединачних непогода су искоришћени да би се направио идеализовани модел ћелије непогоде унутар ваздушне масе приказан на слици 3.16. Према овом моделу, животни циклус типичне ћелије подељен је у три фазе. Треба имати у виду да се већина грмљавинских непогода унутар ваздушне масе састоји од неколико оваквих ћелија, које једна по једна расту и распадају се, а животни циклус сваке од њих је око пола сата.



Слика 3.16 Шематски приказ ћелије грмљавинске непогоде у ваздушној маси у три фазе животног циклуса: а) кумулусна фаза, б) зрела фаза и в) фаза дисипације. Хоризонтални размер је смањен за око 30% у односу на вертикални.

У „кумулусној фази" (сл. 3.16а) облак се састоји од топле перјанице ваздуха који се подиже са великим потиском. Узлазна брзина унутар облака брзо расте са висином и јавља се знатно увлачење кроз његове бочне границе. Врх облака се креће увис брзином реда величине 10 m s^{-1}. Због великих узлазних брзина, прехлађене кишне капи могу да постоје доста изнад нивоа мржњења. Оваква ситуација може бити опасна за авионе због могућности залеђивања.

Зрела фаза животног циклуса непогоде у ваздушној маси (сл. 3.16б) карактерише се снажном циркулацијом која се подудара са облашћу најјаче кише. Ова низлазна циркулација иницирана је силом трења коју узрокују капи. Може се показати да је сила усмерена надоле због присуства капи независна од њихове крајње брзине падања и једнака је њиховој тежини. Суви околни ваздух увучен у низлазну циркулацију (на десној страни сл. 3.16б) и незасићени ваздух испод базе облака се хладе због испаравања падавина. У неким случајевима хлађење због испаравања је у стању да знатно повећа негативни потисак низлазне циркулације. У зрелој фази прехлађене капљице још увек постоје доста изнад нивоа смрзавања у узлазној струји, док се пахуљице снега или мека зрнца града могу наћи испод нивоа смрзавања у низлазној струји. Максималне узлазне брзине су у средини облака, а изнад тог нивоа долази до *извлачења* (супротно од увлачења). Врх облака се приближава тропопаузи и почиње да се шири.

Како се падавине развијају кроз цео облак, низлазна циркулација се шири док у фази дисипације (сл. 3.16в) не заузме практично цео облак. Без извора презасићеног узлазног ваздуха облачне капљице више не могу да расту, па падавине ускоро престају, а остаци облака испаравају.

Прикупљени експериментални подаци указују да само око 20% водене паре која се кондензује у узлазном струјању стиже до тла у облику падавина. Преостали део испарава у низлазној струји, или улази у састав остатка облака који испарава у околни ваздух.

Локалне непогоде у ваздушној маси кратко трају и ретко изазивају рушилачке ветрове или град због тога што у себи садрже поуздан „механизам самоуништења", тј. низлазну циркулацију коју изазивају падавине. У одсуству вертикалног смицања ветра, грмљавинска непогода нема начин да се ослободи падавина које производи без уништавања узлазних струјања које је потхрањују.

Велика већина јаких непогода које изазивају бујице, крупан град, олујне ветрове и торнада формира се само у конвективно нестабилној околини у којој постоји изражено вертикално смицање ветра између струјања на нижим нивоима и у горњој тропосфери. У таквим условима, конвективни падавински системи се могу развити брзо и потрајати доста дуго у својој зрелој фази без деструктивног мешања узлазних и силазних струја. Углавном, јаке непогоде показују извесну организацију мезо размера. Типови јаких непогода које се често срећу су *линија нестабилности*, *вишећелијска непогода* и *суперћелијска непогода*. Сваки од ових типова може да се опише помоћу идеализованог модела који даје увид у природу и узроке описаних временских појава. Кумулонимбуси се често поређају у дуге линије, код којих је растојање између суседних елемената толико мало да се читав тако формиран мезо систем, у првој ап-

роксимацији, може сматрати „линијском непогодом”. Оваква линијска непогода, често праћена олујним ударима ветра при тлу, назива се линија нестабилности. Креће се брзином карактеристичном за ветар у средини тропосфере. Дакле, она престиже ваздух испред непогоде на доњим нивоима, док за ветрове у горњој тропосфери делује као масивна и спора препрека.

Изражена особина већине линија нестабилности је *олујни фронт*, који означава предњу ивицу напредујућег клина хладног, низлазног ваздуха. У суштини, овај фронт представља облик „гравитационе струје” или „струје густине” која се може симулирати у лабораторији допуштајући да се слој гушћег флуида разлива под дејством гравитације по дну суда испуњеног нешто лакшим флуидом. По много чему, олујни фронт подсећа на јак хладни фронт мезо размера. Његов пролазак је обележен израженом променом правца ветра и почетком кратког периода јаког пада температуре. Истицање низлазне струје на нижим нивоима обично је најјаче и најдубље непосредно иза олујног фронта, где удари ветра при тлу код јачих непогода често прелазе 25 m s^{-1}.

Положај олујног фронта у односу на линију нестабилности је веома променљив. Код непогода које се управо развијају, он тежи да буде непосредно испред области падавина. Код непогода које се распадају, он може да престигне (или надживи) кумулонимбусе који га стварају и да се појави као изолован феномен. Олујни фронтови не јављају се само код линија нестабилности. Они се могу појавити у вези са другим врстама комплекса грмљавинских непогода. Слаби олујни фронтови уочени су чак и при проласку оштрих, плитких хладних фронтова.

Под одређеним условима, напредовање слоја хладног, густог ваздуха повезано са олујним фронтом може се уочити посматрањем са тла. У областима са сувим, незаштићеним тлом, јаки ветрови при тлу непосредно иза олујног фронта подижу велике количине прашине која се распоређује кроз цео слој хладног ваздуха. Облак прашине који тако настаје јасно обележава предњу ивицу хладног низлазног ваздуха. Када има довољно влаге, може доћи до кондензације дуж предње ивице олујног фронта, где се топао ваздух подиже изнад напредујућег низлазног ваздуха. Тако настају облаци *аркуси* (arcusi – често се зову и ролне).

Код *вишећелијских нейоīода* постоји одређен степен организације на мезо размерама, мада се још увек може идентификовати већина узлазних и силазних струја у појединачним ћелијама сличним горе описаним. Вишећелијске непогоде појављују се у великом броју различитих облика, величина и интензитета. Овде ћемо се позабавити једном посебном структуром вишећелијске непогоде која се карактерише систематским кретањем удесно у односу на струјање ваздуха у средини тропосфере.

Препознатљива особина суперћелијских непогода је радарски одраз кукастог облика, који се типично формира дуж десног крила непогоде. Унутар такозваног *свода* узлазне брзине величине десетина метара у секунди носе облачне капљице до близу нивоа од −40 °C пре него што стигну да довољно порасту да би могле да рефлектују радарске таласе. Густ, прилично таман облак са малим капљицама воде у области свода простире се наниже до кондензационог нивоа уздизања, где се уочава добро дефинисана база облака. Најкрупнији град пада у уском појасу око периферије свода.

Код мањег броја јаких непогода, организација мезо размера је толико проширена да се непогода понаша пре као целина него као група ћелија. То су такозване *суперћелијске непогоде* које су одговорне за већину торнада и појаву јаког града који прави велике штете. Већина њих креће се удесно у односу на ветар у околини. У том погледу, разлика између вишећелијских и суперћелијских непогода је у томе што се вишећелијске крећу удесно у дискретним скоковима са формирањем појединих ћелија, док се суперћелијске крећу континуирано.

Испитивања јаких непогода указују да се многе непогоде са торнадима карактеришу израженом циклонском ротацијом кроз дубок слој, који се простире од базе облака до скоро 10 km висине. Ово су такозвани *мезоциклони*. Изгледа да постојање ове циркулације претходи формирању торнада испод узлазне струје. У случајевима који су били проучавани, типичан временски помак између појаве мезоциклона и тренутка када димњак торнада стигне до подлоге је око пола сата. Изгледа да се торнадо тако постепено заврти. Брзине ветра у мезоциклонима су типично реда величине десетина метара у секунди и приближавају се вредности 100 m s^{-1} по ободу „димњака” торнада. Скоро сваки торнадо ротира у циклоналном правцу, али постоји бар један добро документован случај са антициклоналном ротацијом. Око 90% морских пијавица такође ротира циклонално, док прашинске олује немају неки преферирани смер ротације. Очито, што је систем већи и што дуже живи, утицај Земљине ротације је значајнији за одређивање смера ротације.

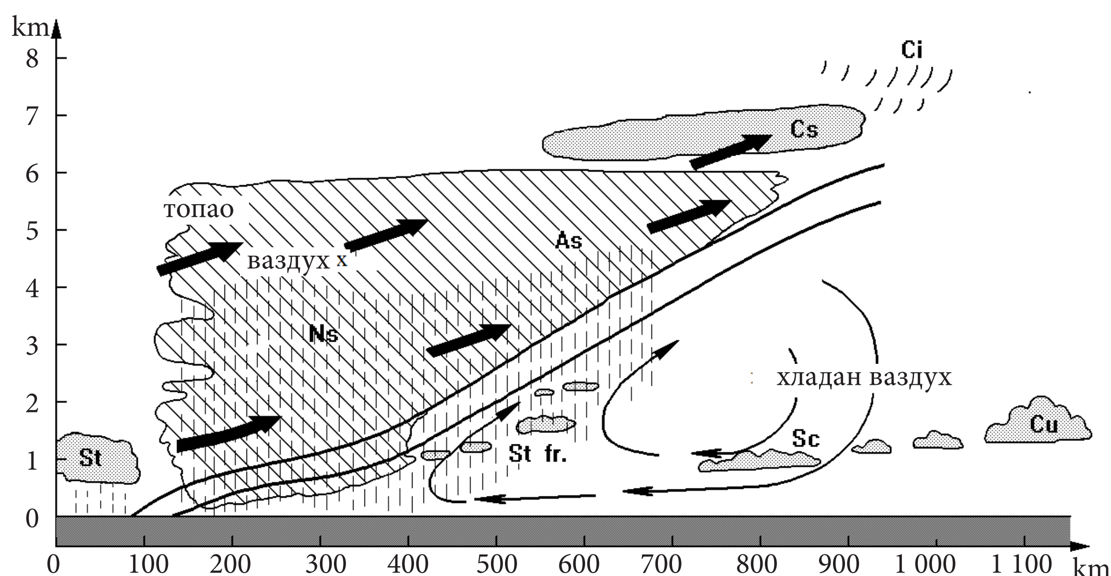
Код тропских циклона (харикени, тајфуни) конвективне падавине су организоване на два различита размера: појединачне конвективне ћелије су поређане у траке мезо размера, а ове траке са своје стране организоване у карактеристичну структуру тропског циклона. Због свог вишег нивоа организације, тропски циклон је далеко ефикаснији у продукцији падавина од било ког другог система мезо размера који смо до сада разматрали.

Већина тропских циклона показује висок степен кружне симетрије у пољу притиска. На оси ротације налази се јасно уочљиво, кружно *око* у коме нема облака. Око ока се врти прстен високих кумулонимбуса који се зове *зид ока*. Најјачи ветрови и највећа количина падавина код тропског циклона догађају се унутар овог система. Код јаких тропских циклона у центру ока осмотрени су притисци на нивоу мора који достижу и до 880 mb, а близу базе облака зида ока забележени су стални ветрови који достижу 100 m s^{-1} и интензитети падавина реда величине 100 mm на сат.

11.10 Облачни системи фронтова

У фронталној зони топао ваздух полако наилази на клин хладнијег ваздуха, што доводи до његовог адијабатског хлађења и кондензације водене паре која се налази у њему. Као резултат овог процеса долази до образовања читавог система облака у топлом ваздуху који се простиру у правцу фронта до хиљаду, а у ширину до неколико стотина километара. Један такав систем облака у *топлом фронту* приказан је на слици 3.17.

На овој слици се види да се облаци у близини линије фронта, где им се основа поклапа са нивоом кондензације, налазе на висини од неколико стотина метара од Земљине површине, док им се врх налази у зони слоја ледених језгара. Овај део облачног система запоседа зону ширине 300–400 km испред фронта и углавном се састоји од нимбостратуса, из ког падају сипеће падавине. У хладнијем ваздуху вертикална распрострањеност облака се смањује, тако да они прелазе у високе слојасте облаке алтостратусе. Слој тих облака се образује на око 600 km испред фронта. Јасна граница између ове две врсте облака не постоји, већ се прелаз из једне форме у другу одиграва постепено. Из алтостратуса у зимском делу године могу да се појаве падавине у виду снега. Међутим, лети се падавине које се појављују из њих испаре, не доспевши до Земљине површине.

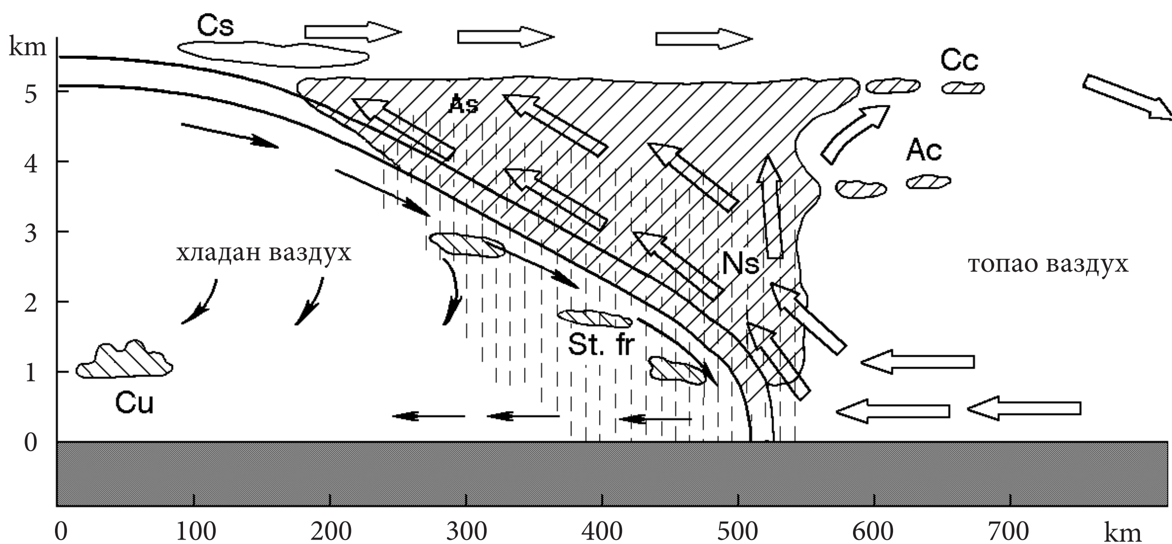


Слика 3.17 Облаци топлог фронта

При даљем удаљавању од линије фронта облачни систем прелази у високе циростратусе, који се углавном састоје из ледених кристала. Њихово образовање се објашњава уздизањем топлог ваздуха уз фронталну површину, при чему га слојеви ваздуха на већим висинама потискују на још већу висину. Ови облаци потом у предњем делу облачног клина прелазе у цирусе унцинусе (Ci unc). Они се појављују на 800–900 km испред линије фронта, да би потом прешли у цирусе. Овако описан облачни систем представља извесну идеализацију, тако да су у реалним условима могућа и извесна одступања у погледу његове вертикалне и хоризонталне распрострањености.

Сасвим други облачни систем се осматра у *хладном фронту*. Хладни ваздух се као клин подвлачи под топао ваздух, присиљавајући га да се уздиже по површини снажних узлазних струјања тако да се образују кумулонимбуси. Иза фронта се образују слојасти облаци. Услед интензивног трења о подлогу, нагиб линије хладног фронта у односу на Земљину површину доста је велики. Постоје две врсте хладног фронта: *хладни фронт*

првог реда и *хладни фронт другог реда*. Они се међусобно разликују у степену нестабилности и специфичној влажности ваздуха у њима. Осим тога, разликују се и по брзинама којима су у додир дошли различити делови фронта.

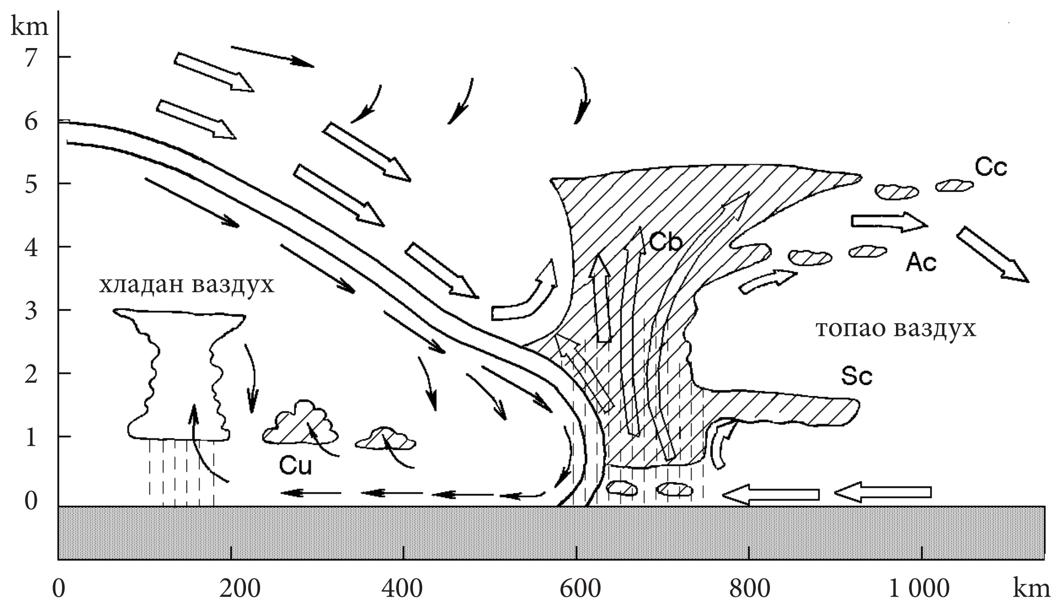


Слика 3.18 Облаци хладног фронта првог реда

Хладни фронт првог реда се карактерише релативно мирним уздизањем топлог ваздуха по фронталној површини до великих висина. Облачни систем овог фронта је аналоган систему облака у топлом фронту, али у обрнутом редоследу (сл. 3.18). Непосредно испред фронталне површине, услед њеног великог нагиба, долази до образовања нимбостратуса, а са удаљавањем од њега образују се алтостратуси и циростратуси.

За хладни фронт другог реда карактеристично је да се ваздух уздиже уз фронталну површину само до висине 2–3 km (сл. 3.19). Изнад тог нивоа долази до силазног струјања ваздуха. Као што се види са слике, уздизање ваздуха се одиграва у једном уском појасу у близини линије фронта. Отуда и облачни систем хладног фронта другог реда такође запоседа узак појас. На линији фронта се образују кумулонимбуси, који се распростиру стотинама километара. Ове облаке прате непогоде и снажни удари ветра. Горњи делови ових облака бивају увучени општом струјом топлог ваздуха, која их потискује на велико растојање испред фронта у виду циростратуса и цирокумулуса.

На средњим висинама се образује прекривач од алтокумулуса, који се под утицајем силазних струјања испред облачног система разбијају на алтокумулусе лентикуларисе (Ac lent). Ови облаци имају дијагностички карактер, пошто наговештавају долазак хладног фронта другог реда.



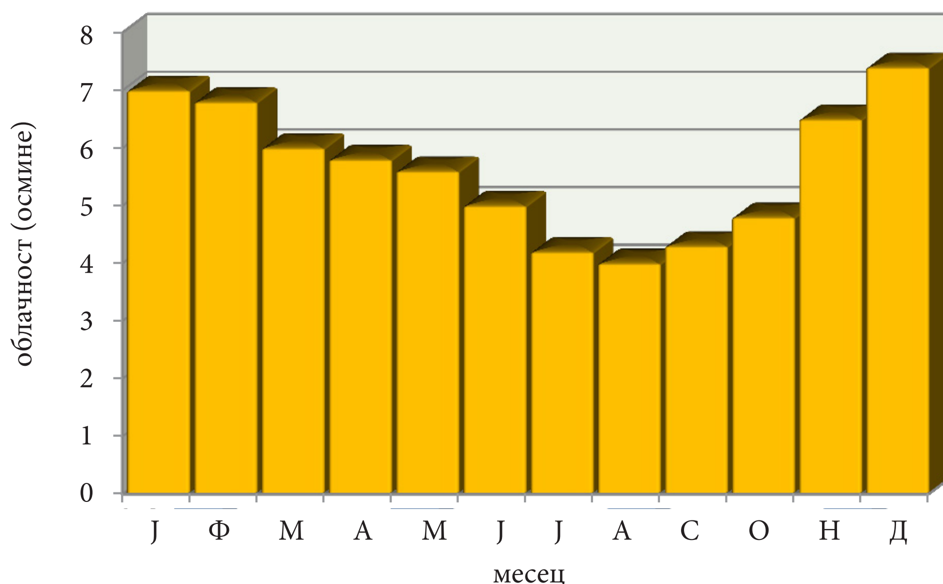
Слика 3.19 Облаци хладног фронта другог реда

11.11 Дневни и годишњи ход облачности

Под количином облака или облачношћу се подразумева степен прекривености небеског свода облацима. Обично се изражава бројем који се креће у интервалу од 1 до 10 или пак од 0 до 1. Дневни ход количине разних облака није исти. На пример, слојасти и слојасто-гомиласти облаци се најчешће образују у јутарњим часовима услед хлађења које је исход дуготаласног зрачења. Током дана, услед развоја конвекције и повећања интензитета ветра, они се распадају.

Максимум количине облака вертикалног развоја може се осмотрити у послеподневним часовима, када је и конвекција најинтензивнија. У вечерњим часовима, по правилу, овакви облаци се распадају. Отуда је у топлијем делу године изнад континента могуће осмотрити два максимума када су у питању конвективни облаци – један слабији у јутарњим часовима и други знатно израженији у послеподневним часовима. У хладнијем делу године најчешће је могуће осмотрити слојасте облаке са максимумом у јутарњим часовима. Изнад океана конвекција се одиграва првенствено ноћу. То је разлог због чега је и дневни ход облачности изнад океана супротан оном изнад континента. У тропским ширинама, где се конвекција јавља као доминантан процес којим се образују облаци, током целе године преовлађује послеподневни максимум облачности.

Под утицајем локалних услова дневни ход облачности може знатно да одступи од описаног. На пример, у планинским областима током лета небо је углавном безоблачно, али се током дана због транспорта водене паре увис облачност повећава или се у приобаљу мора и океана током дана облачност смањује.



Слика 3.20 Годишњи ход облачности у Новом Саду за период 1949–1989. год.

Годишњи ход облачности се разликује, и то осетно, у зависности од климатске области. Тако, у знатном делу Европе максимална облачност може да се осмотри у касним јесењим и зимским месецима, док је минимум резервисан за лето. На слици 3.20 приказан је годишњи ход облачности који је типичан за њену расподелу у унутрашњости континента и на умереним ширинама.

Изнад океана на великим ширинама максимална облачност се јавља током лета, док се минимална јавља у зимским месецима. Ово може да се објасни и на следећи начин. Током лета, релативно топлији ваздух се, крећући се изнад хладније површине, хлади, што проузрокује појаву адвективних магли и слојастих облака. У областима где се јављају монсуни, максимум облачности се јавља у лето, а минимум у зиму.

11.12 Методе вештачког стварања и растурања облака

Већ је речено да је адијабатско хлађење ваздуха један од основних процеса који доводе до образовања облака, па је и разумљиво што је развијено неколико метода којима се та кретања стимулишу у циљу вештачког стварања облака. На пример, предложено је да се загревање обавља помоћу снажних грејача познатих као *метатрони*, који су способни да образују узлазно струјање ваздуха. Други скуп метода ишао је у правцу измене албеда површине, на пример, затамњењем земљишта. Занимљиви су и покушаји образовања узлазних ваздушних струјања помоћу турбореактивних мотора. Међутим, без обзира на то који се од наведених поступака примени, очигледно је да је потребна велика количина енергије, али не само то. Потребно је да постоји и минимум природних

услова, тј. нестабилног стања атмосфере у овом случају, будући да је оно потребно да би се додатном вештачком стимулацијом дошло до образовања иницијалног облака, а потом и процеса његовог даљег развоја.

Гледано са практичне стране, много већи значај од стварања облака има њихово вештачко разбијање. Ово се најчешће постиже уколико се на облаке дејствује хемијском супстанцом. Углавном су то угљена киселина или сребро-јодид (AgJ). Понекад се у сврху деловања на облаке употребљава и ултразвук. Овим поступком постижу се веома добри резултати у растурању ниских слојастих облака и стратокумулуса, мада је у таквим ситуацијама веома отежан узлет и лет авиона из кога се обавља засејавање облака. Расејавање реагенаса, осим употребом авиона, може да се оствари и дејством са површине Земље уз коришћење ракета и пиротехничких патрона. За расејавање на висинама од неколико километара користе се веће ракете.

По растурању облака мења се и зрачни биланс изнад области где се оно обавља. Повећава се апсорпција Сунчевог зрачења од стране активне површине, пошто оно сада више није апсорбовано од стране облака. Промена режима зрачења доводи до промене у ходу појединих метеоролошких елемената. Експерименти су показали да растурање облака изнад области реда величине од неколико хиљада квадратних километара доводи до повишења температуре ваздуха за 7–8 °C.

У принципу су решени и многи проблеми који су везани за растурање облака изнад површине од 10 000 km^2, као и задржавање таквог стања за довољно дуг временски интервал. Овакво стање атмосфере је неопходно за несметани рад великих аеродрома, важна астрономска осматрања, као и у неким другим приликама. Међутим, растурање облака изнад великих површина је још увек доста велики подухват у скупу поступака који су познати као – *вештачки утицај на време*.

12. ПАДАВИНЕ ИЗ ОБЛАКА

Под атмосферским падавинама подразумевају се капи воде и кристали леда, који по укрупњавању у облацима из атмосфере падају на Земљину површину. У овој глави ћемо се позабавити тумачењем физичких механизама укрупњавања облачних елемената и образовања чврстих и течних падавина у њима. Пошто ова компонента водног циклуса при доласку на Земљину површину доноси из атмосфере и знатне количине хемијских супстанци, пажњу ћемо посветити и хемијском саставу падавина. На крају ће бити образложени и поступци вештачког изазивања и спречавања падавина.

Количина падавина изражава се преко висине слоја воде, у милиметрима, који се образује при њиховом падању на хоризонталну површину, а при одсуству испаравања, процеђивања и отицања воде. Уколико су падавине у чврстом стању, онда се подразумева да се оне у потпуности растопе да би се могло приступити мерењу. Тако, слој воде од падавина висине 1 mm који се образује на површини од 1 m^2 одговара маси воде од 1 kg. Једна од често употребљаваних карактеристика падавина је и њихов *интензитет*. Под њим се подразумева количина падавина у јединици времена. Обично се на метеоролошким станицама одређује само интензитет течних падавина, који се изражава у милиметрима падавина у минути. Том приликом се на основу визуелне процене падавине деле на: слабе, умерене и јаке.

12.1 Класификација падавина

Падавине могу да се класификују на основу агрегатног стања у коме су се образовале или, пак, на основу синоптичке ситуације при којој се то десило. На основу агрегатног стања у ком доспевају на Земљу падавине могу да буду: *чврсте*, *течне* и *мешовите*, док оне образоване на основу синоптичке ситуације могу да буду: *падавине унутар ваздушне масе* и *фронталне падавине*. Осим на ова два начина, падавине могу да се класификују на основу физичких услова њиховог образовања, као и по интензитету падања. При оваквој класификацији могу да буду *сипеће* и *пљусковите*.

У чврсте падавине се убрајају: *снег*, *снежна крупа*, *снежна зрна*, *ледена крупа*, *ледена киша* и *град*. Снег се састоји из ледених или снежних кристала, који најчешће имају облик звезде или пахуље који настају слепљивањем неколико звездастих форми. Снежна крупа је непрозрачни сферни комад леда беле или мат беле боје пречника од 2 до 5 mm, док су снежна зрна непрозрачни мат бели комади пречника који је мањи од 1 mm.

Ледена крупа се састоји од ледених прозрачних комада, у чијем се центру налази непрозрачно језгро. Њихов пречник се креће и до 3 mm. Ледена киша се састоји од прозрачних ледених сфера, чији пречник може да буде у интервалу од 1 до 3 mm. Понекад

се испод ледене скраме задржи незамрзнута прехлађена вода. Град се састоји од комада леда различитих облика и размера. Зрно града се обично састоји од непрозрачног језгра, које је окружено са неколико прозрачних и непрозрачних слојева леда. Њихов размер се креће у доста широким границама. Најчешће, пречник им је 1–3 cm, али у неким случајевима може да премаши и 10 cm.

У течне падавине се убрајају киша и сипећа киша. Кишу сачињавају капи пречника од 0,5 до 7,0 mm, док сипећу кишу (измаглицу) сачињавају капи пречника 0,05–0,5 mm у лебдећем стању, тако да је њихово падање готово неприметно.

Под мешовитим падавинама подразумева се мокар снег тј. снег који се топи или његова смеша са кишом.

Фронталне падавине обично падају из система фронталних слојасто-кишних и високих слојастих облака, а понекад из стратокумулуса. Углавном су умерене, слабо мењају интензитет и обухватају велику површину на коју падају. Падају непрекидно или, пак, са незнатним прекидима у дугом временском интервалу. Тај интервал је обично дугачак неколико часова, мада може да се продужи и на неколико десетина часова.

Пљусковите падавине падају из кумулуса и то у кратком временском интервалу. Површина коју обухватају при падању је мала. Појављују се обично лети, када из њих падају крупне кишне капи понекад заједно са градом. Зими ова врста падавина може да се препозна када из облака падају крупне пахуље снега. У прелазним периодима током године могу да се осмотре пљусковите падавине у којима се појављују снежна крупа, ледена крупа заједно са кишом и снегом. Често је интензитет ових падавина доста велики. Међутим, оне могу да се појаве и као падавине малог интензитета, на пример при падању мање количине кишних капи које падају из неког изолованог кумулуса.

Падавине падају из слојастих облака и ређе из стратокумулуса. То су обично: снег, ситан снег или снежна зрна. Интензитет ове врсте падавина је веома мали.

Падавине унутар ваздушних маса образују се унутар хомогених ваздушних маса. За стабилну топлу ваздушну масу карактеристичне су падавине у виду ситне кише које падају из слојастих облака или падавине у виду сипеће кише која пада из густог слоја стратокумулуса. У хладној ваздушној маси падају пљусковите падавине.

Најмањи интензитет имају сипеће падавине, док највећи карактерише – пљусковите. Са практичног становишта веома је важно познавање интензитета падавина, посебно пљусковитих. На пример, киша чији интензитет прелази вредност од 1 mm/min. већ може да се назове пљусковитом. Код њих треба правити разлику између пљуска, који се јавља не само из цируса већ и из кумулуса конгестуса и нимбостратуса, и пљусковите кише која пада само из кумулонимбуса са интензитетом који може да буде мањи од 1 mm/min. Пљускови неретко наносе велику штету привреди: спирају земљиште, образују раст корова, оштећују путеве итд. Отуда је за неопходне хидролошке и хидротехничке прорачуне за неку област од примарног значаја и познавање пљусковитих падавина за ту област.

Многобројна метеоролошка осматрања указују на чињеницу да интензитет пљуска стоји у обрнутој сразмери са дужином његовог трајања. Кише чији је интензитет од 1 mm/min. до 2 mm/min. падају доста често. Најинтензивније падавине јављају се у тропским и суптропским областима. На пример, у овим областима забележен је

пљусак интензитета од 21,5 mm/min. Међутим, највећи интензитет падавина осмотрен до сада забележен је 4. јула 1956. у држави Мериленд (Сједињене Америчке Државе) и износио је 32,2 mm/min.

12.2 Процеси укрупњавања облачних елемената

Облачни елементи (капљице и снежне пахуљице) прелазе у падавине када достигну толику тежину да отпор и узлазна струјања ваздуха не могу да их одрже у лебдећем стању. Према томе, облачни елементи треба да се увећају до димензија за које би брзина њиховог падања била не само већа од брзине узлазних струјања ваздуха већ довољно велика да се капљица или ледени кристал не испаре на путу од облака до Земљине површине. Уколико се, на пример, падавине које падају из облака испаре не доспевши до Земљине површине, испод облака ће се појавити трагови падања (вирга), понекад сасвим јасно изражени.

Брзина падања V_k капљица различитих димензија често може да се одреди уз коришћење разних емпиријских формула. За капљице полупречника 1–200 μm ту брзину је могуће израчунати преко Стоксове формуле

$$V_k = 1{,}26 \cdot 10^2 r_k, \qquad (3.16)$$

где је r_k полупречник капљице изражен у метрима. За крупније капи ова зависност се мења и добија други облик због повећаног отпора ваздуха изазваног увећањем димензија капи. Тако, за капи чији су полупречници већи од 5 mm брзину њиховог падања могуће је одредити преко емпиријске формуле

$$V_k = A_1 \sqrt{r_k}\ , \qquad (3.17)$$

где је $A_1 = 134\ \mathrm{m}^{½}\ \mathrm{s}^{-1}$.

Снежне пахуљице падају брзином која је мања од брзине падања капљица исте масе, пошто због веће површине наилазе на већи отпор ваздуха. Експерименталним путем је утврђено да се брзине падања снежних пахуљица налазе у интервалу 0,1–0,01 $\mathrm{m\ s^{-1}}$.

Неопходан услов за падање падавина из облака је укрупњавање облачних елемената. Оно се одиграва преко основних процеса: *кондензације* и *сублимације* водене паре на њима, као и *коагулацијом* тј. спајањем капљица или слепљивањем кристала леда приликом њихових судара.

Кондензациони раст облачних елемената. Раст облачних капљица полупречника мањег од 10 μm путем кондензације водене паре на њој у почетку иде доста брзо; за неколико секунди њихов полупречник се увећа 2 до 3 пута. Међутим, са увећањем полупречника капљице брзина њеног даљег кондензационог пораста у окружењу презасићеног окружујућег ваздуха нагло опада. За образовање капи полупречника 100 μm,

при презасићењима која су присутна у облацима, потребан је веома дуг временски интервал и од неколико десетина сати при осталим непромењеним условима у облаку. Процес кондензационог раста капљица се одвија много брже у облацима који се састоје из капљица различитих димензија него када су оне приближне. Ово се објашњава различитим притисцима водене паре изнад ситнијих и крупнијих капи услед различитих кривина њихових површина. У таквим облацима мање капи се испаравају, док се на крупнијим водена пара кондензује, чиме се остварује пренос водене паре са ситнијих на крупније капи. При кондензационом расту капљица са увећањем њиховог полупречника тај раст се успорава, тако да се у току неколико часова образују само ситне капи приближно истих димензија, које при оваквом начину увећања не могу да нарасту до димензија кишних капи.

У мешовитим облацима који се састоје из водених капи и кристала леда разлика максималних притисака изнад њих је већа од одговарајуће разлике изнад капљица различитих димензија у чисто воденом облаку. Управо због тога у таквим облацима пренос водене паре са водених капљица на кристале леда одвија се и неколико десетина пута брже процесом тзв. сублимационог раста кристала. Облачне капљице том приликом могу у потпуности да се испаре, а чврсти елементи облака тада порасту за износ испаравања његових течних елемената. У том случају стварају се услови погодни за укрупњавање облачних елемената и образовање падавина. Овај процес је најинтензивнији на температури од −12 °C, када је и разлика максималних притисака изнад прехлађене воде и леда највећа. На пример, у густим воденим облацима једна честица леда за око десет минута може да „покупи” све капљице које се налазе у 1 cm^3 облака. На овај начин могу да се образују и веома крупни кристали – снежне пахуљице. На температурама које су ниже или више од −12 °C процес преноса водене паре са капљица на кристале леда је знатно спорији него на температури од −12 °C. Међутим, и тада процес сублимационог раста доводи до образовања крупних пахуљица које падају из облака.

Коагулациони раст капи је последица сударања капи једне с другом, при чему долази до њиховог стапања тј. *коагулације*. До коагулације ситнијих капи долази због молекуларно-топлотног (брауновског) кретања, али и због турбулентног мешања. Рачун показује да брауновска и турбулентна коагулација доводе до укрупњавања само најситнијих облачних капи, које не достижу димензије капи које могу да падају из облака.

До коагулације облачних елемената може да дође и под утицајем електричних сила. Облачне капљице које су наелектрисане истом врстом наелектрисања ће да се одбијају, чиме ће да се успори процес њихове коагулације. Супротно томе, капљице различито наелектрисане брже ће доћи у ситуацију да дође до њихове коагулације.

Коагулација у облацима може да проистекне услед различитих брзина падања капи. Под дејством силе Земљине теже крупне капи падају много брже него ситније, при чему крупне капи сустижу ситније стапајући се са њима у још крупније. Оваква коагулација назива се гравитациона и она има најважнију улогу у укрупњавању облачних елемената и образовању кишних капи. Гравитациона коагулација почиње када капљица достигне димензије полупречника око 15 μm и у почетку она иде доста споро. Потом се брзина коагулације полако повећава, да би за капљице полупречника 30 μm престала.

Узлазна струјања ваздуха доприносе снижењу његове температуре, што за последицу има увећање презасићења ваздуха воденом паром и такав кондензациони раст капљица који ствара услове за њен даљи раст путем коагулације. Осим тога, капљице које су узлазним струјањима подигнуте на велику висину при падању кроз цео облак могу механизмом гравитационе коагулације да нарасту до великих димензија. Тако, на пример, код кумулусних облака дебљине преко 1 km и при интензивним узлазним струјањима ваздуха гравитациона коагулација може да игра значајну улогу у образовању падавина.

Гравитациона коагулација има значајну улогу и у расту ледених честица у облаку. Оне могу да се сударају с капљицама на температури нижој од 0 °C и тако долази до раста кристала за износ залеђених капљица прехлађене воде. При интензивирању овог процеса снежне пахуљице се трансформишу у честице крупе (сферокристале). На температурама вишим од 0 °C кристали се увећавају за износ слоја воде, да би се потом ледене честице у потпуности преобразиле у капи. Коагулација снежних пахуљица једне с другом доводи до образовања крупнијих пахуљица снега.

Сваки облак може да се разматра као један колоидан раствор, у коме облачни елементи (капљице и кристали) имају улогу растварача. Уколико они не падају из облака за један дужи временски интервал, онда се такви облаци сматрају колоидно-стабилним. Уколико се, пак, облачни елементи укрупне једним од разматраних процеса и из њих почну да падају у виду падавина, онда је реч о колоидно-нестабилним облацима. Појава падавина из облака управо зависи од степена њихове колоидне стабилности, па је одређена типом облачних елемената. Тако су облаци који се састоје из једнородних облачних елемената (капљица или кристала) колоидно-стабилни. Посебно су стабилни облаци који се састоје из честица приближних димензија. Типични колоидно-стабилни облаци су: кумулуси, летњи алтокумулуси, стратокумулуси, као и цирокумулуси. Облаци који се састоје из елемената који су хетерогени по фази (чврста и течна), али и по њиховим димензијама, називају се колоидно-нестабилни. Њихови типични представници су нимбостратуси и кумулонимбуси.

12.3 Образовање кише и снега

Образовање падавина у воденим облацима. За образовање падавина у овим облацима од великог значаја су: њихова вертикална распрострањеност (дебљина облака), брзина узлазних струјања ваздуха у њима, њихов водени садржај, као и време њиховог постојања. Отуда се водени облаци углавном састоје из малих капљица, које при одређеним условима могу да дају падавине.

Стратуси и стратокумулуси су облаци који су колоидно-стабилни. Њихова дебљина је мала и износи око 1 km, док је брзина узлазних струјања у ваздуху такође мала и износи око 1 m s^{-1}. Овакви услови онемогућавају да се образују крупније капи. Међутим, ови облаци поседују једну особину, а то је да могу да опстану доста дуго (нпр. дан и више). Последица тога је да кондензациони раст капи, а потом и њихова коагулација у стратусима, може да доведе до образовања капљица сипеће кише која пада из ових

облака савлађујући слаба узлазна струјања. Понекад из стратокумулуса може да се појави слаба киша у виду ситних капи или, пак, слаб снег.

Снежни кумулуси се карактеришу великим брзинама узлазних струја ваздуха, које могу да иду и до 10 m s^{-1}. Њихова дебљина је велика и креће се од 2–3 km у умереним ширинама и 6–8 km у тропским областима. При оваквим условима у њима се образује велики број ситних капи. Међутим, из облака могу да падају само капи чији је полупречник већи од 10^{-3} m. До таквих размера капи могу да нарасту процесом коагулације при великим дебљинама облака. Овакви услови најчешће се остварују у кумулусу конгестусу у тропским ширинама. То је разлог због чега се из кумулуса у умереним ширинама не појављују падавине, док се у тропским пределима из њих појављују јаке кише.

Образовање ūадавина у леденим облацима. У леденим облацима услови раста облачних елемената су повољнији него у воденим облацима. Разлог лежи у чињеници што је у њима увек присутно презасићење у односу на лед, тако да ледене честице веома брзо расту за износ сублимације водене паре. То може да услови и појаву падавина у виду траке из тзв. *крисūалних* облака и зимских алтостратуса, цируса и циростратуса поред тога што су им мали водени садржај и вертикалне брзине делића ваздуха; из алтостратуса чак могу да се појаве и падавине у виду слабог или умереног снега.

Пахуљице се образују при сублимацији водене паре на леденим кристалима, добијајући форму шестоугаоних равних плочица. При удаљавању од површине таквог кристала концентрација водене паре расте.

Образовање ūадавина у мешовиūим облацима. У мешовитим облацима: алтокумулусима, нимбостратусима и кумулонимбусима, где се ледени кристали налазе заједно са капима прехлађене воде, услови за сублимациони раст кристала су изузетно повољни. Они су још повољнији уколико су капи у облаку крупније од кристала. Због преноса водене паре са капи на кристале ови брзо нарасту до великих димензија. Овај процес се наставља све док се све капи воде не испаре и облак пређе у чисто водени облак. Даљи раст кристала се одвија посредством коагулације, али знатно спорије. Из ових разлога у мешовитим облацима падавине се увек у почетку образују у виду тврдих елемената. Ако је том приликом температура ваздуха између облака и Земљине површине негативна, онда ће из њега да пада снег. Уколико, пак, између облака и Земљине површине или кроз сам облак пролази нулта изотерма испод које је температура позитивна, тврди елементи ће да се отопе, тако да ће из облака да пада киша.

У мешовитим облацима падавине се образују и при мањим дебљинама облака. Тако, на пример, алтокумулуси дебљине од 1 до 2 km готово увек дају падавине у виду слабог снега. Лети се пахуљице снега топе и претварају у ситне капи кише. Међутим, доста често капи се испаре не доспевши до тла. У том случају испод облака се могу осмотрити доста видљиви трагови падања кише (*вирīа*).

Зимски алтокумулуси се јављају као мешовити облаци, пошто се део капљица у њима замрзне. У њима ледени кристали расту на рачун испаравања водених капи и они при довољно дугом постојању облака могу да падају из њега. Међутим, ове падавине се на свом путу испаре и никада не дођу до Земљине површине. Једино по чему може да се уочи да су се образовале су трагови падања.

Облаци нимбостратуси и кумулонимбуси имају дебљину и од неколико километара, тако да се у својим горњим деловима састоје од кристала а у нижим из капљица. Између нивоа нулте изотерме и нивоа залеђивања налази се моћан прелазни слој у ком су измешане прехлађене капи воде и ледени кристали. Снежне пахуљице које се образују у горњим деловима оваквих облака пролазе кроз овај слој и брзо расту због преноса водене паре са капљица на њих. На том путу брзина њиховог падања расте и оне се при међусобним сударима укрупњавају градећи крупније пахуље. Доспевши у слој са позитивном температуром, пахуље се топе и падају из облака у виду кише. Посебно се интензивно укрупњавају облачни елементи у кумулонимбусу, где брзина узлазних струјања достиже 10 m s^{-1}, па и више. Ови конвективни облаци се развијају веома брзо, али не остају дуго (од десет минута до неколико сати). Због тога из њих падају пљусковите падавине у виду крупне кише или крупних пахуља снега, при чему у почетку падају најтежи и најкрупнији елементи, а потом све лакши и мањи.

Нимбостратуси се развијају постепено услед уређеног узлазног кретања велике масе ваздуха. У њима процес укрупњавања капљица иде спорије и не тако бурно као у кумулонимбусу. Ови облаци могу да се задрже релативно дуго (дан и више), тако да из њих падају сипеће падавине у виду капи или снежних пахуљица средњих димензија.

12.4 Образовање крупе и града

Образовање крупе. У кумулонимбусима укрупњавање кристала не мора да се одвија само путем сублимације, већ може да се одигра брзим залеђивањем малих капљица воде на кристалима. Овај процес се обично одиграва у зони облака која садржи много ситних капи прехлађене воде. При оваквом процесу равни кристали прелазе у мат беле лоптице (сферокристале) који чине *крупу*. Крупа је тежа од снежних пахуљица тако да она прва почиње да пада, да би потом падала заједно са снегом.

Уколико је водени садржај облака велики, неће све капи при судару с кристалима да се замрзну. Обично се најкрупније капи у почетку „разлију" по површини сферокристала, да би се потом заледиле. Том приликом се образује прозрачно зрно крупе са језгром мат беле боје у центру.

Услови који су неопходни за образовање крупе најбоље се реализују у кумулонимбусима, који се образују при проласку фронтова. Тако током пролећа или јесени, када је температура изнад 0 °C, при проласку хладног фронта уз пљусковиту кишу може да се појави и ледена крупа. У позну јесен или зиму, када је температура ваздуха око 0 °C, заједно са интензивним падањем снега може да се појави и снежна крупа.

По спољном изгледу леденој крупи је слична *ледена киша*. Она се образује током зиме при појави јаке висинске инверзије. Снежне пахуљице се образују у горњем делу нимбостратуса, да би при падању кроз њега доспеле у инверзиони слој с позитивном температуром где се топе у капи воде. При даљем падању ове капи поново доспевају у слој ваздуха с негативном температуром, где се делимично или потпуно заледе прелазећи у честице ледене кише.

Образовање града. У кумулонимбусима брзине узлазних струјања ваздуха достижу највеће вредности у средњем делу облака, а затим њихове вредности опадају како се иде ка његовом врху. Изнад нивоа максималних брзина образује се једна зона, у којој се акумулирају облачни елементи који у основи представљају крупне капи. Отуда и њен назив – *зона акумулације*. Уколико су изнад нулте изотерме максималне брзине узлазних струјања изнад 10 m s^{-1} и уколико се врх облака налази изнад нивоа кристализације а налази се на температури од –25 °C до –20 °C, онда у таквом облаку може да се образује *град*.

Процес образовања града се састоји у укрупњавању сферокристала и капи залеђених у горњем делу облака. При наведеним условима крупне капи у горњем делу облака се заледе и образују почетна зрна града, која се потом брзо увећавају путем коагулације са прехлађеним капима. Тај раст може да се одвија различитим брзинама, што зависи од воденог садржаја тог дела облака. Уколико је водени садржај мали, онда се на површини првобитног зрна града образује мутан ледени слој густине 0,6–0,7 g cm^{-3}. Овакав раст зрна града познат је под именом *суви раст*. Уколико водени садржај има већу вредност, онда се на површини првобитно образованог зрна града, од капи које се разликују по мери, образује прозрачан слој леда густине 0,9 g cm^{-3}. Овај раст је познат као *мокри раст* зрна града. Пошто се водени садржај облака разликује од места до места у облаку, онда се процеси мокрог и сувог раста облака смењују тако да зрно града има слојевиту структуру, што се сасвим јасно види на слици 3.21.



Слика 3.21 Унутрашња структура зрна града

У зависности од температуре облака, зрно града које пада ће се увећавати или, пак, истопити. При температури ваздуха испод 0 °C капи воде ће или бити апсорбоване од зрна града које пада или ће се замрзнути на њему, што ће у оба случаја довести до увећања зрна града. Када је температура ваздуха у слоју где пада град изнад 0 °C, зрно града ће да се истопи за износ топлотне размене са околним ваздухом и наталоженим

капима. После тога, зрно града може да буде захваћено узлазним струјањима и да се процес његовог раста понови. У условима сувог раста, зрна града не могу да достигну велике димензије. Анализа структуре палих зрна града указује да се она углавном образују процесом мокрог раста.

Део облака у ком се одиграва основни раст зрна града назива се ћелија града која улази у зону акумулације. У њој се услед постојања узлазних ваздушних струјања брзине 20–35 m s^{-1} у току 1 до 1,5 сата образује велики број крупних капи, да би потом започео процес образовања града. Тај процес иде доста брзо, тако да се увећање полупречника зрна града од 2,5–3,0 mm до 20–30 mm одигра за свега 4–6 минута. У просеку, временски интервал од почетка образовања зрна града па до његовог падања из облака износи 15 минута. Брзина узлазних струјања у облаку у знатној мери својим повећавањем доприноси и образовању крупнијих зрна града.

Спољашњи облик и структура града одређени су: 1) условима њиховог образовања и 2) његовом трансформацијом при падању кроз облак и у подоблачном слоју. Густина града се креће од 0,3 g cm^{-3} до 0,95 g cm^{-3}, а пречник зрна им се креће до неколико центиметара. Најчешће се срећу зрна града пречника 1–3 cm. Она полупречника 1–6 mm образују се при топљењу крупнијих зрна града, док се најкрупнија зрна образују укрупњавањем мањих зрна.

Интензитет града се мења у широким границама (0,2 до 20 mm/h). Дебљина слоја града који се образује на тлу понекад може да буде и већа од 20 cm. Просечан временски интервал падања града износи 5–10 минута, а у појединим случајевима он је и дужи.

Падавине у виду града не доспевају увек на Земљину површину. Понекад се он у потпуности истопи на путу до ње, где стиже у виду јаког пљуска. Ово зависи од величине зрна града и висине нивоа нулте изотерме. Када из облака пада град полупречника мањег од једног центиметра, он ће при падању у потпуности да се истопи ако нулта изотерма лежи на висини која није мања од 3 до 4 km изнад Земљине површине. Уколико нулта изотерма лежи на висини 1–1,5 km, тада може да пада и град чија зрна имају полупречник мањи од 1 cm.

Град се образује у топлијој половини године, када се појављује јака топлотна конвекција. Посебно интензиван град пада из фронталних кумулонимбуса.

12.5 Хемијски састав, електропроводност и радиоактивност падавина

Хемијски састав падавина. Доста давно, а по неким списима већ у осамнаестом веку, људи су се занимали за хемијски састав падавина. Међутим, овом питању посебна пажња је посвећена у последњих четрдесет година. Одговори на питања о саставу падавина су од непроцењиве важности при решавању многих практичних проблема, али чини се пре свега при тражењу одговора о кружењу разних супстанци у природи. Сасвим различити профили стручњака се интересују за хемијски састав падавина. На пример, агрохемичаре, хидрологе и геохемичаре он интересује да би са што већом поузданошћу утврдили начин образовања састава природних вода и површинских слојева

земљишта. Људе од електротехничке струке интересује због њихове повезаности са корозијом и изолационим својствима електричних водова. Он је од интереса за медицинску, а и многе друге праксе.

За метеорологе је изучавање хемијског састава воде од падавина и воде у облацима од посебног значаја са становишта проучавања природе кондензационих језгара и процеса раста облачних елемената.

Хемијски састав падавина се образује од момента настанка облачних капљица. У том стадијуму њихов хемијски састав је првенствено одређен хемијском природом језгра кондензације. По укрупњавању облачних капљица и њиховом проласку кроз облачни и подоблачни слој њихов хемијски састав се мења због присуства гасних компонената, као и чврстих растворљивих и нерастворљивих честица.

У суштини, атмосферске падавине представљају слабе растворе соли чије се концентрације крећу у средњем од 10 до 30 милиграма по литру уз екстремне вредности од 3 до 4 и 50 до 60 милиграма по литру. Падавинама се унесе прилична количина хемијских супстанци у земљиште. Процене се крећу у интервалу од 5 до 15 тона по квадратном километру. Концентрација примеса у падавинама се мења током година. Она је највећа зими због веће површине снежних пахуља и њихове мање брзине падања, услед чега покупе већу количину хемијских примеса у узлазној струји ваздуха него што учине капљице. Највећа минерализација падавина (синоним за присуство хемијских примеса у њима) је израженија у јужним деловима континената на северној полулопти, а много је мање заступљена на самом северу где је атмосфера чистија. Такође, због присуства хлорида она је више изражена у приобалном појасу него дубље у континенту.

Једна од основних примеса у падавинама које се образују изнад континената су сулфати, док су у падавинама изнад мора доминантни хлориди. Однос концентрација сулфатних и хлоридних примеса је око 2 за приобално подручје, док је за типично континенталне области тај однос око 5.

Електропроводност представља једну од карактеристика атмосферских падавина. Изражава се у сименсима (Sm). Са практичног становишта, највећи значај имају подаци о електропроводности магли, облака и падавина. Од посебног су значаја при пројектовању електричних далековода. Средња електропроводност разних падавина се креће у интервалу $20 \cdot 10^{-4}$ – $30 \cdot 10^{-4}$ Sm, мада при пљусковитим падавинама њене вредности иду и до $70 \cdot 10^{-4}$ Sm. Иначе, највеће електропроводности код падавина могу да се осмотре лети.

Радиактивност. У атмосфери су у мањој или већој мери присутне радиоактивне честице, које путем падавина доспевају на Земљину површину. Мерење њиховог присуства у падавинама је поступак који се систематски проводи и у програму је мерења метеоролошких служби. Јединица за радиоактивност је бекерел (Bq), који одговара једном радиоактивном распаду у секунди. Радиоактивност је већа код тзв. тврдих него течних падавина. На пример, код снега је она према неким мерењима 0,85 Bq, док за кишу та вредност износи 0,27 Bq. Истим мерењима је установљено да су максималне вредности радиоактивности падавина 5,64 Bq и 1,64 Bq за снег и кишу, редом. Већа радиоактивност снега је проузрокована чињеницом да снежне пахуљице имају већу

површину него што је имају капи, тако да при падању кроз атмосферу покупе и већи број радиоактивних честица. Радиоактивност и интензитет падавина су у директној сразмери тј. она је код интензивнијих падавина већа. Ово је лако објаснити чињеницом да код падавина мањег интензитета капи или снежне пахуљице имају мању површину од крупнијих елемената који су карактеристични за пљусковите падавине.

12.6 Дневни ход падавина. Расподела падавина на површини Земље

Дневни ход падавина је углавном одређен дневним ходом облачности. Јасно се издвајају два типа дневног хода падавина – континентални и морски.

У *континенталном типу* јасно се издвајају два максимума и два минимума. Тзв. главни максимум може да се осмотри у послеподневним часовима, када је изнад континента конвективна облачност најразвијенија. Други, нешто слабији, максимум јавља се у јутарњим часовима, када су најзаступљенији слојасти облаци чији је настанак у тесној вези са ноћним хлађењем активне површине. Главни минимум падавина могуће је осмотрити у ноћним часовима, док се други минимум јавља непосредно пред подне.

У *морском типу* јасно су изражени један максимум (јавља се ноћу) и минимум (јавља се дању). Њихова појава у назначеним периодима може се образложити на следећи начин. Током ноћи у ваздуху изнад мора и океана увећава се вертикални температурни градијент, што доводи до појаве нестабилне стратификације и почетка образовања облака. У дневним часовима влажнији ваздух са површине мора или океана премешта се на топлије копно, тако да релативна влажност ваздуха изнад њих постаје мања; дакле, стварају се услови који не погодују образовању облака. У ово време изнад мора или океана као последица дневне циркулације јављају се и силазна струјања ваздуха која спречавају образовање облака.

Годишњи ход падавина је веома различит и зависи од климатских карактеристика области. Углавном се издвајају четири основна типа годишњег хода падавина.

Екваторијални тип са два минимума и два максимума појављује се у појасу између 10° јужне и 10° северне географске ширине. Код њега се максимална количина падавина јавља после пролећне и јесење равнодневице (април и октобар), када је највећа дневна висина сунца и најинтензивнији развој конвективних облака. Минимална количина падавина може да се осмотри после летње дугодневице (јул) и зимске краткодневице (јануар), када су узлазна струјања ваздуха најмање развијена.

Тропски тип може да се осмотри у појасу од 10° до 30° северне географске ширине. За овај тип је карактеристично да се падавине појављују у току четири летња месеца, док их у току преосталих осам месеци практично нема.

Суптропски тип се карактерише веома малом количином падавина у току године, посебно у летњим месецима. Веома сува лета условљена су појавом високог притиска који је карактеристичан за ове области. У зиму се у суптропске области премешта циклонска активност из умерених ширина, тако да се тада у овим областима појављује већа количина падавина него лети.

Тип умерених ширина је директно условљен циклоналном активношћу, која у зиму показује посебну развијеност. Циклони изнад океана доприносе појави веће количине падавина, док изнад континента *циклонске падавине* веома мало падају. Међутим, изнад континента се током лета развијају конвективни облаци из којих се, при довољном садржају водене паре, појављују пљусковите падавине. Зими се изнад континента образује област повишеног притиска, што спречава образовање облака а самим тим и падавина. Отуда се у умереним ширинама јасно издвајају два типа годишњег хода – морски и континентални. Код морског типа максимум падавина се јавља зими, а минимум лети. Код континенталног типа је обрнуто; максимум се појављује током лета а минимум зими.

Расподела падавина на површини Земље. Падавине су због великог броја фактора који утичу на њихово образовање метеоролошки елемент који се највише мења – просторно и временски. Најповољнији услови за образовање падавина су области са повећаним садржајем влаге и снажним узлазним струјањима; због тога се највећа количина падавина појављује у екваторијалним и тропским областима. Годишња количина падавина у њима, у просеку, износи 1 000–2 000 mm, а понегде она достигне вредност 5 000–6 000 mm (нека острва у Тихом океану и приобаље појединих континената).

Са повећањем географске ширине количина падавина се смањује и достиже минимум у суптропској области високог притиска, где просечна годишња количина падавина не прелази 250 mm. Уочимо да је то управо појас где се налази и највећи број пустиња. Најсушније области на Земљи су пустиње у Чилеу, Перуу, као и Сахара, где се падавине не појављују и по неколико година.

У умереним ширинама количина падавина се поново повећава, што је условљено циклонским активностима уз које иде и појава фронталних облака и падавина. Расподела падавина у умереним ширинама је ипак неравномерна; у приобалним областима она износи 750–1 000 mm, док се у унутрашњости континента она креће у интервалу 300–500 mm. На вишим ширинама количина падавина се поново смањује због смањења влажности ваздуха. Просечна количина падавина износи око 300 mm.

У планинским областима количина падавина се повећава за износ падавина које настају при присилном уздизању ваздуха. Илустративан је пример расподеле падавина са висином на острву Јава. Док у планинским областима годишња количина падавина износи 4 370 mm, дотле у Џакарти, која се налази на обали мора, она износи 1 800 mm. На јужним обронцима Хималаја у околини Черапунџија у току године падне и до 12 700 mm, а у неким годинама и преко 15 000 mm.

12.7 Вештачко изазивање и спречавање падавина

Методе изазивања падавина. Проблем вештачког изазивања падавина је један изразито практичан проблем, чије је решавање од превасходног значаја за пољопривреду. Ништа мањи значај нема и дејство на кумулонимбусе у циљу спречавања града и пљусковитих падавина. У новије време има успешних покушаја изазивања падавина из кумулусних облака, које су доста ефикасне у гашењу шумских пожара. Овај поступак

се примењује у источним областима Сибира. У Сједињеним Америчким Државама делује се на облаке непогоде у циљу спречавања појаве муња, које су добрим делом узрочници шумских пожара.

Као што је већ истакнуто, за образовање интензивних падавина потребно је да се у облаку стекне више услова: постојање снажних узлазних струјања, велики водени садржај, његова велика вертикална распрострањеност, колоидна нестабилност која зависи од више фактора итд. Проучавањем важности ових фактора дошло се до закључка да вештачки утицај на облаке у циљу изазивања падавина може да дâ позитивне резултате само ако се стекну сви наведени услови, при чему једино недостаје процес којим се стимулише укрупњавање облачних елемената. Тако, на пример, из снажних кумулуса који се састоје из капљица прехлађене воде падавине се обично не појављују. Али ако се међу њима нађу кристалићи леда, доћи ће до њиховог интензивног раста. Облак постаје колоидно-нестабилан, тако да долази до појаве падавина.

Физички принципи дејства на облаке у циљу изазивања падавина не разликују се од принципа вештачког растурања магли и облака који су описани у поглављима 11.6 и 11.12.

При вештачком деловању могућа су два начина: 1) деловање на прехлађене облаке путем уношења у њих хладних реагенаса (угљен-диоксида) или језгара кристализације (сребро-јодида или олово-јодида) са циљем да се изазове образовање чврсте фазе воде; и 2) деловање на облаке који имају температуру вишу од 0 °C путем уношења хигроскопних честица или крупних капи воде у намери да се стимулише образовање капи кише.

Најбољи резултати изазивања падавина из облака постижу се дејством на прехлађене облаке путем уношења у њих угљене киселине у чврстом стању (суви лед) или сребро-јодида. Нека истраживања показују да се при оваквом дејству у близини честица угљен-диоксида, на температури нижој од –40 °C, образују ледени кристали, а ван те зоне где је температура виша од –40 °C појављују се капљице воде. Веома ситни кристали сребро-јодида имају улогу језгра око ког се образују ледени кристали, који потом почињу нагло да расту због преноса водене паре с капљица на њих. Они се премештају по облаку услед турбулентног мешања, тако да могу да се нађу и на неколико километара од места дејства. Да би кристали нарасли до димензија које дозвољавају појаву падавина из облака, потребно је да се у облак унесе одређена количина реагенаса тј. угљен-диоксида или сребро-јодида. Нека искуства показују да, на пример, при уношењу 200 грама угљен-диоксида на 1 km^3 прехлађеног облака из течног у чврсто стање пређе око 1 000 тона воде.

Дејство на облаке који имају температуру вишу од 0 °C изводи се путем убацивања хигроскопних честица у виду ситних капљица раствора соли. Тада са облачних капљица водена пара прелази на капљице раствора. Оне доста брзо постају крупније од облачних капи, да би потом наставиле да се увећавају путем кондензационог раста. Овај метод због мале ефикасности не налази ширу примену.

Експериментима је установљено да се у хладнијем делу године дејством на слојасте облаке количина падавина може увећати за 12–15%, а лети путем дејства на конвективне облаке тај износ иде до 10–12%. Наведимо примере вредности параметара

при којима долази до појаве падавина код неких облака. За стратусе и стратокумулусе вредности тих параметара су: дебљина облака – већа од 250 m, средњи водени садржај – не мањи од 0,05 g m^{-3}, средња температура облака – не већа од –2 °C; за конвективне облаке они износе: температура ваздуха на нивоу засејавања облака – не већа од –12 °C, дебљина облака – већа од 3,6 km, запремина облака већа од 21 km^3, дебљина прехлађеног дела облака – већа од 2,2 km, а његова запремина већа од 16 km^3.

После дејства на прехлађене облаке из њих се увек појављују падавине, при чему се у њих претвара само влага која се у облаку затекла у моменту дејства. Количина овако изазваних падавина није велика и нема неког значајнијег економског ефекта. Приликом образовања падавина природним путем из облачног система се издваја десет до дванаест пута више влаге него што се у њима садржи у том тренутку. Дакле, облак није само једноставан резервоар који атмосферску влагу сакупља и која потом из њега пада у виду падавина; он је генератор који у неком временском интервалу трансформише у падавине водену пару која се налази у околном ваздуху. У том смислу занимљив је тзв. поступак „динамичког засејавања” облака, при ком се путем авиона или одговарајућих ракета у горње делове кумулуса уносе велике количине сребро-јодида. При оваквом засејавању долази до ослобађања велике количине латентне топлоте залеђивања прехлађених капљица које се налазе у облаку. Ово надаље доводи до увећања димензија облака и продужавања времена његовог постојања и појаве падавина из њега.

Осим већ описаног метода дејства на конвективне облаке путем засејавања реагенсима, пажњу заслужује и већ поменути метеотрон који се користи за вештачко подстицање снажних вертикалних струјања путем загревања тла. Загревање земљине површине није неопходно постићи само путем непосредног грејања, већ је то могуће учинити и променом албеда активне површине. За стимулисање образовања вертикалних ваздушних струјања на располагању су и тзв. динамички поступци путем авиона и снажних вентилатора.

Спречавање падавина. Дејством на облаке могуће је предупредити дуготрајне пљусковите падавине које могу да изазову поплаве. Идеја њиховог спречавања састоји се у изазивању вештачке кише слабијег интензитета, што доприноси престанку раста облака до димензија при којима долази до опасних пљусковитих падавина. У оптицају је и један други поступак спречавања путем дејства на прехлађени део облака. То се постиже честицама реагенаса који доводе до образовања ледених честица, а потом и до њихове пуне кристализације; уколико у горњем делу облака дође до укрупњавања честица, онда ће при њиховом падању доћи до појаве крупних пахуља снега по чијем ће топљењу доћи до појаве кише умереног интензитета.

Борба против града. Град спада у падавине које могу да нанесу непроцењиве штете у пољопривреди. Није ни чудно што се доста велика пажња у метеорологији и позамашна финансијска средства улажу у установљење поузданих метода за борбу против града. У основи свих метода лежи поступак спречавања образовања крупних зрна града на релативно малом броју језгара природног порекла. То се постиже вештачким уношењем великог броја језгара кристализације у зону акумулације прехлађених капи. Овај поступак доводи до распоређивања прехлађење воде на велики број језгара

ледених кристала, тако да је мала вероватноћа да се појави град пречника већег од 0,5 cm. На основу анализа вишегодишње примене овог поступка рачун показује да се број језгара око којих се обавља кристализација повећа и за 40–50 пута.

Процес развоја градоносног облака и образовања града одвије се за 30 до 40 минута, а време његовог задржавања је у просеку око сат и по. Зато је неопходно да се на градоносни облак делује у интервалу од 15 до 20 минута после почетка његовог развоја. Таква брзина у оперативности може да се постигне само ако се на њега делује путем специјалних ракета или зрнима које као пуњење имају реагенсе кристализације. По уласку у облак на одређеном месту у њему долази до експлозије и ослобађања великог броја честица око којих се образују ледена језгра. Тако, на пример, када се као реагенс користе сребро-јодид или олово-јодид, из једног грама се ослободи 10^{12} честица око којих се образује лед. Да би овај метод био ефикаснији, потребно је да се област у коју се упућује ракетно пуњење локализује са што је могуће већим степеном прецизности. То се постиже путем радара, који су неопходни у противградној заштити.

12.8 Снежни покривач

Снег који падне на земљину површину се при негативним температурама ваздуха задржи на њој образујући *снежни покривач*, који као природна површина има велики утицај на топлотни режим ваздуха и земљишта. Он се задржава од неколико дана (мање географске ширине), па до 8–9 месеци на вишим географским ширинама. На појединим местима снежни покривач се задржава целе године, а на другим ишчезава и поново се враћа по неколико пута.

Густина снежног покривача се мења у интервалу од 10 до 700 kg m^{-3}. Густина тек палог снега зависи од температуре ваздуха и брзине ветра током падања снега, тј. што је виша температура ваздуха и већа брзина ветра то је већа и његова густина. Током зиме густина снега се повећава због увећања сопствене тежине и брзине ветра. Тако, на пример, зими она износи 200–300 kg m^{-3}, да би почетком пролећа када почне да се топи достигла вредност 600–700 kg m^{-3}.

Висина снежног покривача зависи од количине нападалог снега и његове густине. Изразит утицај на висину снежног покривача има локални рељеф и ветрови који преносе снег са већих висина на мање. При таквим преносима снег се обично накупи у виду великих препрека у нижим местима.

Топлотна проводност снега зависи од његове густине, тако што већа густина условљава и већу проводност. При средњим густинама снега 200–300 kg m^{-3} топлотна проводност се креће у интервалу 0,126–0,250 W m^{-1} K^{-1}; дакле, она је десет пута већа од проводности непокретног ваздуха и око десет пута мања од проводности земљишта. Албедо тек палог снега за краткоталасно зрачење износи око 0,90–0,95, али његова вредност опадне на 0,30 када је у питању густ и влажан снег. У просеку, вредности албеда за снег се крећу у интервалу од 0,7 до 0,8, што је за два до три пута веће од албеда голог земљишта. Снег има веома велику способност зрачења у дуготаласном домену,

тако да му је велика емисивност која је доста блиска емисионој способности апсолутно црног тела – 0,995.

Снежна линија или снежна граница представља линију у планинским областима изнад које се снежни покривач задржи целе године. Изнад ње годишњи приход падавина у чврстом стању превазилази њихов расход. Положај снежне линије зависи од количине падавина у чврстом стању, као и температуре ваздуха. Већа количина падавина и нижа температура ваздуха снежну линију померају на мање висине и обрнуто. На пример, алпска снежна линија се у просеку налази на висинама од 2,6 km до 3,2 km, док се у тропским појасевима она налази на знатно већој висини 5–6 km.

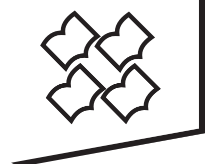
Вејавице. Под њима се подразумева пренос снега при различитим брзинама ветра. Тако, на пример, лаки суви снег може да се преноси при брзинама ветра од 2 m s^{-1}. Насупрот томе, при постојању танке ледене покорице снег не може да се преноси ни при знатно већим брзинама. *Снежна вејавица* је пренос снега јаким ветром у хоризонталном правцу. При њој визуелно није могуће утврдити да ли снег пада из облака или се ветром подиже са површине снежног покривача. У току овакве вејавице снег се снажним вртлозима уздиже на висину од неколико метара изнад тла. *Вејавица са ӣадањем снеӣа* се остварује преносом у хоризонталном правцу снега који пада из облака. При оваквој вејавици снег и не мора да се диже са покривача. *Приземне вејавице* су пренос снега који се снажним ветром подиже на висину преко два метра.

Вејавица са падањем снега обично почиње при брзинама ветра које су веће од 5 m s^{-1}. Она је често повезана са фронталном облачношћу. За разлику од овог типа, приземна вејавица се може осмотрити на периферији антициклона. У току вејавице основна маса снега (до 95%) се преноси у слоју дебљине до 2 метра изнад земљине површине, при чему количина снега која се пренесе зависи од густине снега и брзине ветра. Вејавице драстично смањују видљивост и доприносе стварању великих наноса на путевима. Из тог разлога оне се сврставају у групу опасних атмосферских појава.

Снежни покривач, због својих топлотно-физичких карактеристика, у осетној мери утиче на климу, па се јавља као значајан климатски модификатор. Због мале топлотне проводности он штити земљиште од дубљег измрзавања и превеликог температурног колебања. Разлог лежи у чињеници да размена топлоте између снежног покривача и земљишта није велика. Најбољи заштитник земљишта од измрзавања је суви снег, пошто са повећањем густине снега расте и топлотна проводност, што онда увећава и размену топлоте са земљиштем.

Снежни покривач има велики албедо тако да се његова површина слабије загрева, док му мала топлотна проводност умањује доток топлоте од земљишта; ово је разлог због чега је биланс зрачења снежног покривача увек негативан, тако да је његова температура увек нижа од температуре ваздуха и површине земљишта које није под снегом. Овакво топлотно стање снежног покривача доприноси снижењу температуре ваздуха у приземном слоју атмосфере. Ово се најчешће дешава током ведрог времена, кад је ефективно зрачење снега највеће. У пролеће, када дође до топљења снега, добар део топлоте из ваздуха троши се на отапање снега, тако да температура ваздуха остаје блиска вредности од 0 °C све док се снег не отопи.

Већа висина снежног покривача доприноси већој топлотној изолацији земљишта и интензивнијем хлађењу ваздуха. То је разлог због чега су зиме са високим снежним покривачем хладније од зима са краткотрајним и нижим снежним покривачем.



ДЕО IV

СТРУЈАЊА У АТМОСФЕРИ

13. ВЕТАР И КИНЕМАТИКА ВАЗДУШНИХ СТРУЈАЊА

Осматрања показују да се ваздух од најнижих па до највиших слојева атмосфере налази у непрестаном кретању. То кретање се одвија под дејством разлика у притисцима насталих између појединих области. У овој глави пажњу ћемо посветити ветру тј. једном облику ваздушних струјања, као и кинематици ваздушних струјања. Подробније ћемо да се упознамо са силама које делују у атмосфери, као и ваздушним струјањима на висини и у приземном слоју атмосфере. На самом крају пажњу ћемо задржати на механизму турбуленције и њеној заступљености у атмосфери.

13.1 Ветар у близини тла. Вертикална расподела средње брзине ветра

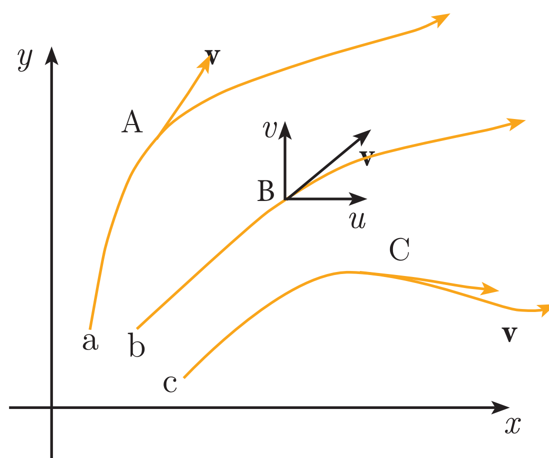
Ветар је кретање ваздуха у односу на површину земљишта (за које ћемо на појединим местима да употребљавамо и његов синоним – тло), проистекло због неједнакости атмосферских притисака у разним тачкама атмосфере. Међутим, како се притисак мења и у вертикалном и у хоризонталном правцу, онда се ваздух обично креће под неким углом у односу на површину земљишта. Пошто је тај угао доста мали, онда се у обзир узима само његова хоризонтална компонента, тако да се ветром сматра његово хоризонтално кретање у односу на површину земљишта. Оваква дефиниција је у важности све док је вертикална компонента кретања ваздуха мала, тј. док се не појави нека орографска препрека или, пак, док не дође до јаке конвекције.

Ветар је као метеоролошки елеменат одређен правцем и брзином или јачином. *Правац ветра* је правац одакле ветар дува. Одређује се страном света или, пак, угаоним степенима правца одакле ветар дува. *Брзина ветра* је његов пређени пут у јединици времена. Изражава се у метрима у секунди ($m\ s^{-1}$). Када је брзина ветра мања од 0,3 $m\ s^{-1}$ сматра се да га нема и каже се да је онда тишина, што се при осматрању записује са C (почетно слово француске речи *calme*). За визуелну процену брзине ветра користи се *Бофорова* (Beaufort) скала која има градацију од 1 до 12 степени. За практичне потребе у метеорологији за везу између интезитета брзине $\mathbf{v}$ ($m\ s^{-1}$) и јачине ветра B (Бофор) користи се емпиријска формула која има облик

$$\mathbf{v} = 0{,}836\sqrt{B^3}. \qquad (4.1)$$

Ветрови могу да, дувајући на различитим пространствима и обухватајући тањи или пак дебљи слој атмосфере, образују *ваздушна струјања*. Под њима се подразумева

систем ветрова кога карактерише стабилност у времену. Расподела ваздушних струјања изнад површине земљишта или *поље ветра* може да се опише векторима брзине ветра који у његовим различитим тачкама показују правац и брзину ветра. Управо се од тих тачака састоје *струјне линије*, у чијим се тачкама тангента поклапа са правцем брзине



Слика 4.1 Струјне линије ветра

ветра у изабраној тачки у изабраном тренутку. На слици 4.1 приказане су три струјне линије a, b и c. Тангенте, приказане стрелицама у тачкама A, B и C, показују правце брзина у њима, очигледно демонстрирајући промене правца кретања ваздуха. Истакнимо да ове линије треба разликовати од трајекторија кретања делића ваздуха, које представљају линију коју описују делићи ваздуха при њиховом кретању у неком изабраном координатном систему.

Средња брзина ветра обично расте с висином. У близини површине земљишта брзина ветра се смањује услед трења које се појачава због храпавости површине. Због тога је већ на висини ниске траве брзина ветра једнака нули. Са удаљавањем од површине земљишта почиње да се губи ефекат трења и брзина ветра расте; испочетка веома брзо (у приземном слоју од око 60 m), а потом све спорије.

врста површине	висина (m)	z_o (m)
воћњак лимуна	3,35	1,98
град Токио		1,65
кукуруз	2,30	0,22
пшеница	0,60	0,10
трава	0,6–0,7	0,08
пустиња (равна)		0,0003

Табела 4.1 Коефицијент храпавости за различите природне површине (Sellers, 1965)

У неутралној атмосфери вертикална расподела ветра може са задовољавајућом тачношћу да се опише изразом

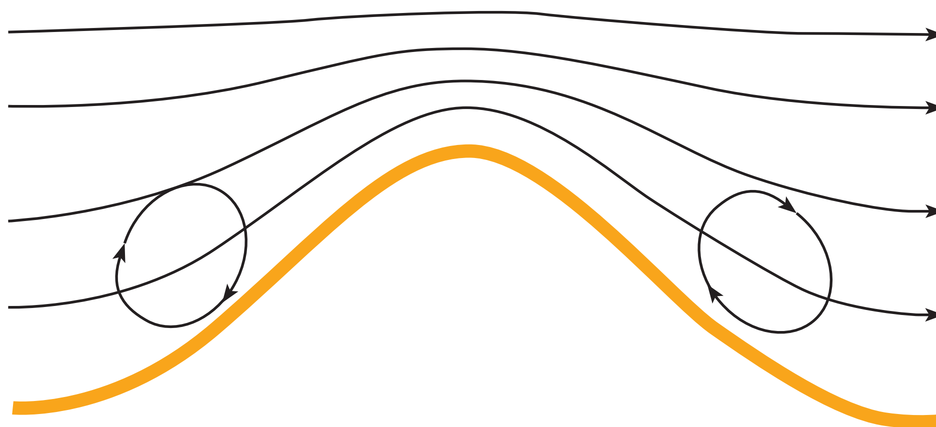
$$u = u_1 \frac{ln\ z - ln\ z_0}{ln\ z_1 - ln\ z_0}, \tag{4.2}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: u_1 – брзина ветра, у правцу x осе, на висини z_1 = 1 m, а z_o – коефицијент храпавости тј. висина на којој брзина ветра постаје једнака нули. Коефицијент храпавости зависи од природе површине земљишта; најмањи је за водене површине, а највећи изнад шума (табела 4.1). Непосредно изнад приземног слоја средња брзина ветра постепено расте и то брже зими него лети. На висинама већим од 100 m расподела ветра са висином се знатно разликује од расподеле приказане једначином (4.2).

13.2 Утицај препрека на ветар

Неравнине на површини земљишта и предмети на њој могу да проузрокују поремећаје у ваздушном струјању. При наиласку на: грађевинске објекте, појединачно дрвеће, шуму, брда, планине и друге препреке, ваздушна струја ће да се пребаци преко препреке или ће, пак, да је оптекне бочно. Том приликом ће доћи до осетне промене правца у струјању ветра; у близини препреке доћи ће до појаве вртложења и појачања турбуленције. Измена режима ваздушног струјања у условима његовог наиласка на препреку зависиће од: размера, облика и правца пружања препреке, брзине ветра, као и стања атмосфере.

Уколико се препрека осетно простире у хоризонталном правцу (шума, планински гребен, низ брегова или зграда), онда ће на њеној наветреној страни доћи до појаве

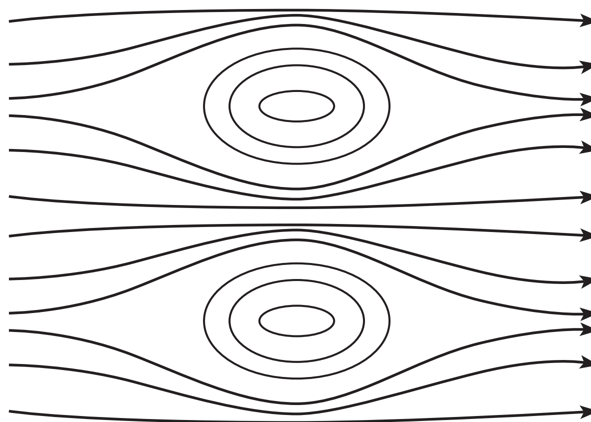


Слика 4.2 Оптицање препреке ваздушном струјом

вртлога чија ће хоризонтална оса бити паралелна препреци, при чему ће се ваздух при површини земљишта кретати од препреке (сл. 4.2). При наиласку на овакву препреку ваздух се уздиже и пребацује преко препреке, при чему ће се на тај начин струјне линије приближавати једна другој, тако да ће брзина ветра изнад препреке да се повећава. На заветреној страни препреке струјне линије се постепено спуштају и тек на извесном растојању од препреке почињу да се приближавају површини земљишта. Непосредно иза препреке образује се област у којој се брзина ветра смањује; она је позната под именом „*сенка ветра*" и у њој се формирају вртлози са хоризонталном осом која је паралелна с препреком. Дејство сличног вртложења ваздуха лепо може да се уочи, на пример, зими по форми снежног покривача око ограда. Обично се под дејством ових вртлога у покривачу око препрека образују удубљења и тек на неком растојању од препреке долази до образовања високих снежних наноса.

Вртлози на наветреној страни препреке по правилу су слабо покретљиви, али су зато они на заветреној страни препреке знатно покретљивији и ношени основном струјом ваздуха бивају померени у страну где вртложење престаје. Међутим, непосредно пре препреке долази до образовања нових вртлога који заузимају место претходних. Поремећаји који настају у ваздушној струји која наилази на препреку уочавају се на растојањима од 10 до 20 висина препрека, са обе његове стране.

Ако ветар наиђе на појединачне препреке као што су, на пример, изоловани брегови или зграде, онда их он оптиче при чему му се, на бочним странама препреке, брзина повећава, а иза ње образују вртлози с вертикалном осом. Уколико ваздушна струја протиче кроз уски теснац између две планине или пролаз између два гребена уске планине (сл. 4.3), онда ће попречни пресек ваздушне струје да се смањује. Ово ће за последицу имати велико убрзања ветра, при чему он може да достигне брзине 20–25 m s^{-1} које су знатно веће од брзине струје у суседним областима. При стабилној стратификацији атмосфере ваздушна струја тежи да препреке оптакне с бокова, док при нестабилној стратификацији снажна узлазна струјања, са наветрене стране, и силазна, са заветрене стране, пребацују ваздух преко препреке.



Слика 4.3 Оптицање два узвишења ваздушном струјом (поглед на препреке је одозго)

Уколико ветар дува дуж долине или кроз неки кланац, онда се ваздушна струја слободно премешта дуж њихове осе. Међутим, уколико је правац ветра нормалан на осу долине или друге падине, онда ће његово кретање бити знатно ослабљено. На дну долине ваздух мирује више него изнад ње. Овакво стање доводи до тога да горња струја повлачи доњу слабију приморавајући је да полако истиче из долине у област горње струје, остављајући за собом вртлоге с хоризонталном осом који се потом образују у долини.

Деловање шума на ветар је двоструко. Пре свега, шума успорава ваздушно струјање при површини земљишта. Тако, на пример, на растојању од око 50 m испред шуме брзина ветра почиње да се смањује да би, уколико је она довољно густа, унутар шуме постала једнака нули. Иза шуме, на растојању од 100 до 500 m, такође се уочава слабљење ветра. Други ефекат који на ветар има присуство шуме огледа се у томе што се један део струје ваздуха уздиже изнад шуме и прелази преко ње, а други део пролази кроз шуму. Изнад ње, брзина и јачина ветра се повећавају до висине од 200 до 300 m, на шта нас упућују осматрања. Унутар шуме ветар је или веома слаб или га уопште нема. Управо овакав утицај шуме на ветар користи се у борби против: претераног испаравања земљишта, пешчаних бура и снежних наноса тј. у подизању ветрозаштитних шумских појасева.

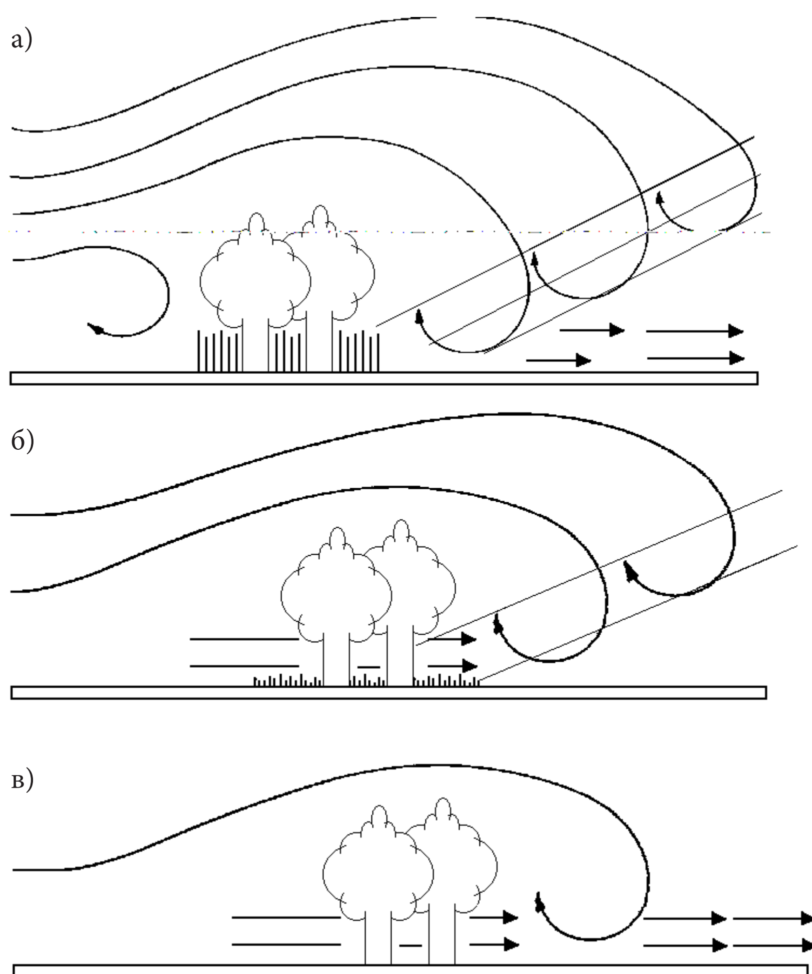
13.3 Ветрозаштитни шумски појасеви

Ветар у пољопривреди има двоструки значај и то такав да му је дејство и корисно и штетно. Није тешко претпоставити да људи више пажње односно бриге усмеравају ка штетном дејству ветра. Његово корисно дејство, пре свега, уочава се у животу биљака. Наиме, ветар мање јачине је веома користан у време њиховог цветања омогућавајући опрашивање анемофилних биљака преношењем полена с једне биљке на другу. Ветар осетно утиче на испаравање, тако да у пролеће његово дејство може да допринесе да се вишак воде, по отапању снега, испари и да се тако створе услови за обављање првих пролећних радова. У поглављу 11.4 већ је истакнуто да слаб ветар доприноси интензивирању појаве росе, која је у појединим областима и једини извор воде за биљке. Коначно, у областима где су честине појава јаких ветрова велике, могуће је и економски оправдано коришћење његове кинетичке енергије за млинове, електростанице мање снаге и различите уређаје за наводњавање (видети поглавље 15.8).

Негативно дејство ветра на пољопривредне културе може да буде директно и индиректно. Директне штете од ветра настају због јаког притиска на саме биљке, а индиректне због тога што ветар повећава испаравање са земљишта и биљака. Јаки ветрови могу још у јесен неповољно да утичу на правовремено обављање радова око припреме земљишта за сетву, а могу да ометају и извођење саме сетве. Исти је случај и при пролећној сетви јарих усева. Ипак, највеће штете од ветра настају током вегетационог периода када ветрови, често олујни и праћени јаким кишама или градом, изазивају полегање стрних жита, прелом стабљика високих ратарских култура, ломљење грана воћака, кидање и отпадање листова у винограду, итд. Заинтересоване читаоце за више детаља о степенима штете које пољопривреди наносе ветрови упућујемо на књигу Оторепчеве (Оторепец, 1991).

Ради смањења штетног дејства ветра на пољопривредне културе подижу се *ветрозаштитни шумски појасеви* или кратко *ветрозаштитни појасеви.*

Ветрозаштитно дејство шумског појаса зависи од степена и карактера његове пропустљивости за ваздушна струјања тј. од његових аеродинамичких карактеристика. Пропустљивост појаса за ваздушна струјања је одређена количином и величином отвора (шупљина) и њиховим размештајем у појасу. Ти отвори су мање или веће слободне површине неправилног облика између лишћа у крунама дрвећа, али и између стабала и жбунова у профилу појаса, а видљиви су када се појас гледа са одстојања. Отвори су размештени у појасу или равномерно по целом вертикалном профилу, или су најчешће концентрисани у приземном делу појаса. Осим пропустљивости, на аеродинамичке карактеристике ветрозаштитних појасева утичу и неке његове друге тзв. морфолошке особине као што су: висина, ширина и ажурност појаса. Прве две поборојане особине није потребно дефинисати, док трећа захтева детаљно објашњење. Под ажурношћу



Слика 4.4 Струјне линије ветра код различитих типова ветрозаштитних појасева: а) непропустљиви б) ажурни и в) пропустљиви

ветрозаштитног шумског појаса подразумева се однос између површине отвора и укупне површине појаса у вертикалном профилу. Према наведеним основним морфолошким особинама, ветрозаштитни појасеви и дрвореди могу да се поделе на три основна типа. *Непропустљив тип* има круне и стабло, грмље и шибље у целом профилу. Површина отвора је мања од 5%, док је ветропропустљивост међу крунама и стаблима мања од 30%. *Пропустљив тип* има потпун или делимични застор од крошњи у горњем или средњем делу профила, док су при дну отвори без жбуња. Ветропропустљивост овог појаса креће се од 75% између стабала до 30% у крошњама. *Ажурни тип* је карактеристичан по равномерном распореду отвора по целом профилу. Његова ветропропустљивост између стабала се креће око 30%, а у крунама од 30 до 75%. Ветрозаштитни појасеви у знатној мери изазивају промене у: положају струјних линија, режиму турбуленције и вертикалној размени ваздушних маса. Погледајмо како то изгледа за сваки тип појаса понаособ уз коришћење слике 4.4.

Шумски појас или дрворед је пре свега препрека струјању ваздуха. Код непропустљивог појаса (сл. 4.4а) ветар пролази преко горње површине појаса већом брзином него што је имао на отвореном пољу. Ово је последица чињенице да се струјне линије сажимају због смањења површине кроз коју ваздух протиче (видети претходно поглавље). Непосредно иза појаса ствара се заветрина у којој влада затишје. У овој зони затишја долази до појаве вртлога са хоризонталном осом, која је паралелна са дрворедом у појасу. Они се у виду ваљака спуштају до површине земљишта, што у зиму изазива издување снега а у лето издување ситних честица прашине. Серија ових хоризонталних вртлога простире се све даље од појаса у смеру ваздушног струјања, при чему су они подизани на све већу висину губећи у јачини. У приземљу заветрене стране задржава се хоризонтално струјање веома слабог интензитета, док на извесној удаљености од појаса вихори нестају и поље ветра добија форму коју је имало непосредно испред ветрозаштитног појаса.

Код ажурног појаса (сл. 4.4б) струјне линије се деле. Један део прелази преко појаса као и у претходном случају, а други пролази кроз отворе у појасу који делују као нека врста „аеродинамичке решетке". Овај део струјних линија које су хоризонталне одбацује хоризонталне вихоре настале на заветреној страни, потискујући вртлоге на већу висину и не дозвољавајући им да се приближе површини земљишта у близини појаса. Овим не само да се спречава издување, него се знатно повећава и зона дејства појаса.

У пропустљивом појасу (сл. 4.4в) део струјних линија у приземном слоју пролази између стабала већом брзином него код ажурног појаса, тако да је и одбацивање вртлога снажније, зона дејства дужа а заштита земљишта од издувавања боља.

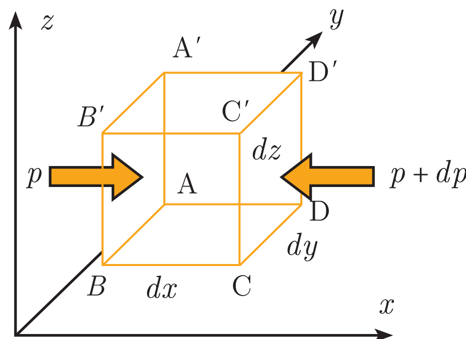
Углавном се препоручује да се за борбу против сувих ветрова и за заштиту од еолске ерозије користе само ажурни или пропустљиви појасеви. То исто важи и за крајеве са снежним зимама, где је снег важан фактор у обезбеђивању влаге у земљишту и заштити култура од мразева. Појасеви пропустљивог типа су најбољи за подручја са јаким, изразито снежним зимама, док се ажурни појасеви више примењују у зонама где су зиме благе, али са јако израженим издувавањем земљишта (сл. 4.5). Непропустљиви појасеви данас се користе само за заштиту саобраћајница од завејавања снегом или песком.



Слика 4.5 Један распоред пољозаштитних појасева на пољима у Холандији

13.4 Сила градијента притиска и сила Земљине теже

Као сва тела у природи, тако се и ваздух креће под дејством силе. Сила која покреће ваздух настаје услед разлике у притисцима у двема тачкама пространства. Разлика у притисцима у хоризонталном правцу карактерише се градијентом притиска, па отуда и назив *сила градијента притиска* или краће – *градијентна сила*.



Слика 4.6 Уз извођење израза за силу градијента притиска

Да бисмо дошли до израза за силу градијента притиска, послужићемо се сликом 4.6. На њој је приказан делић ваздуха као паралелопипед са ивицама dx, dy и dz. На леву страну паралелопипеда AA′B′B деловаће сила притиска $F_l = pdydz$, док ће на десну страну DD′C′C да делује сила $F_d = (p + \partial p/\partial x)\, dxdydz$, где је p притисак ваздуха. Резултантна сила која ће да делује на делић ваздуха запремине $dxdydz$ у правцу x осе износиће

$$\left[p - (p + \frac{\partial p}{\partial x}dx)\right]dydz = -\frac{\partial p}{\partial x}dxdydz.$$

Како маса разматраног делића ваздуха износи $\rho dxdydz$, где је ρ густина ваздуха, произилази да ће сила градијента притиска у правцу x осе $F_{G,x}$ која делује на јединичну масу да буде

$$F_{G,x} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}. \tag{4.3}$$

На истоветан начин налазимо да у правцу y и z осе делују силе:

$$F_{G,y} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} \tag{4.4}$$

и

$$F_{G,z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g, \tag{4.5}$$

где је g убрзање силе Земљине теже. Приметимо да је сила градијента притиска изражена по јединици масе.

Већ смо раније разматрали случајеве (поглавље 4.2) када је $F_{G,z} = 0$, тј. када у односу на вертикална кретања постоји статичка равнотежа. Хоризонталне компоненте силе градијента притиска $F_{G,x}$ и $F_{G,y}$ имају значајну улогу у свим динамичким процесима у атмосфери, при чему су оне одређене пољима притиска, о чему ће више речи бити у наредним поглављима.

13.5 Силе настале при кретању ваздуха

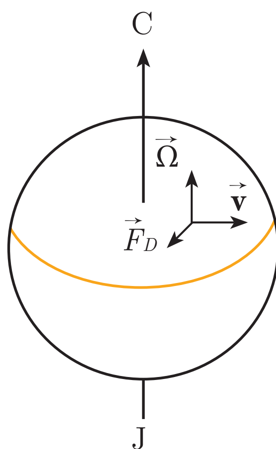
Кориолисова (Coriolis) сила. Пошто је ветар кретање ваздуха у односу на Земљу, онда је потребно да се у обзир узме и чињеница да се она окреће око своје осе угаоном брзином ω која износи $\omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ s^{-1}$. Ако се ваздух креће релативном брзином v у односу на Земљу која се окреће угаоном брзином ω, онда ће на њега да делује Кориолисова или, како се још назива, девијацијска сила F_D, чије су компоненте, по јединици масе, једнаке

$$F_{D,x} = -2v\omega sin\varphi \tag{4.6а}$$

и

$$F_{D,y} = 2u\omega sin\varphi \tag{4.6б}$$

где је φ географска ширина. На половима ова сила има максималну вредност, док је на екватору њена вредност једнака нули. Пошто је вектор Кориолисове силе једнак тзв. векторском производу вектора брзине кретања делића ваздуха $\vec{v}$ и вектора угаоне брзине Земље $\vec{F}_D = -2\vec{\Omega} \times \vec{\mathbf{v}}$, где је $\vec{\mathbf{v}} = \vec{\mathbf{v}}(u, v, w)$ а $\vec{\Omega} = \vec{\Omega}\ (0, \omega, \omega cos\varphi, \omega sin\varphi)$(сл. 4.7), онда ће њен смер да зависи од смера брзине којом се делић креће. Тако ће под дејством ове силе делић ваздуха на северној полулопти да скреће удесно, док ће на јужној да скреће улево у односу на правац кретања. Кориолисова сила има исти ред величине као и сила градијента притиска, тако да може да је уравнотежи.



Слика 4.7 Узајамни положај вектора угаоне брзине $\vec{\Omega}$, брзине кретања делића ваздуха $\vec{\mathbf{v}}$ и Кориолисове силе $\vec{F}_D$

Сила трења успорава кретање ваздуха. Она се састоји од силе спољашњег трења $\vec{F}_0$, која је проузрокована храпавошћу површине земљишта које пружа отпор делићу ваздуха при његовом кретању, и силе унутрашњег трења $\vec{F}_T$ која настаје услед молекуларног кретања и турбуленције унутар ваздушне масе која се креће.

Сила спољашњег трења само успорава кретање ваздуха, али не мења правац његовог кретања. Она је увек усмерена у смеру који је супротан од онога у ком се креће делић ваздуха, док јој је интензитет пропорционалан брзини његовог кретања $\vec{\mathbf{v}}$. Отуда и израз за ову силу, по јединици масе ваздуха, може да се напише у облику

$$\vec{F}_0 = -k_{tr}\vec{\mathbf{v}}, \tag{4.7}$$

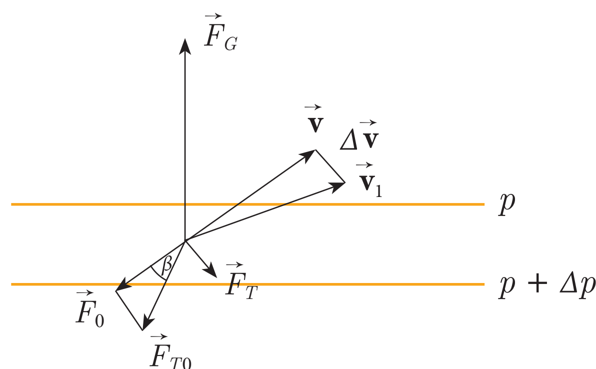
где је k_{tr} коефицијент спољашњег трења који зависи од коефицијента храпавости површине земљишта.

Сила унутрашњег трења. Као што је истакнуто у другом делу, до извесне мере може да се сматра да се ваздух понаша као идеалан гас. Међутим, у њему постоји унутрашње трење које је условљено како молекуларном тако и турбулентном вискозношћу. Наиме, ако се два слоја ваздуха крећу један изнад другог, доћи ће до размене количине кретања

између њих. Ова размена ће да се одиграва путем молекула који ће захваљујући хаотичном кретању прелазити из једног у други слој преносећи том приликом одговарајућу хоризонталну количину кретања. Описани транспорт ће допринети да се кретање у вишем слоју успори а у нижем убрза, што у суштини представља механизам *молекуларне вискозности*. Уколико су описани слојеви обухваћени и турбулентним кретањем, доћи ће до преласка турбулентних вихора из једног у други слој, при чему ће они том приликом такође да носе са собом одређену количину кретања. Овај процес је сличан претходно описаном, али је много интензивнији и лежи у основи тзв. *турбулентне вискозности*.

У ваздушној маси наведене вискозности доводе до појаве одговарајућих сила трења које успоравају мешање слојева. Међутим, како се с временом мешање интензивира, онда измешани слојеви мењају брзину и правац кретања ваздушне масе. Основни механизам којим се унутрашње трење поспешује је турбулентно мешање, па се због тога ово трење још назива и *турбулентно трење*. Оно неколико десетина хиљада пута премашује *молекуларно трење*. Није тешко уочити да турбуленција појачава унутрашње трење, а тиме и силу унутрашњег и спољашњег трења. Тај утицај се потом простире и на више слојеве атмосфере.

Сила унутрашњег трења нема неки дефинисани правац у односу на правац кретања уочене запремине ваздуха. Он се углавном поклапа са силом спољашњег трења, тако да укупна сила трења $\vec{F}_{T0}$ представља резултанту ове две силе. Резултујућа сила трења није усмерена строго у смеру који је супротан смеру кретања запремине ваздуха, већ је у односу на правац кретања (у односу на силу градијента притиска $\vec{F}_G$) отклоњена улево за неки угао β (сл. 4.8). Осматрањима је утврђено да



Слика 4.8 Силе трења ваздуха

тај угао има вредност од 35°. На слици 4.8 $\vec{\mathbf{v}}$ означава брзину запремине ваздуха при површини земљишта, док вектор $\vec{\mathbf{v}}_1$ представља њен вектор брзине у вишем слоју, а сила спољашњег трења при површини земљишта назначена је вектором $\vec{F}_0$. Због разлике у брзинама запремине ваздуха у вишим слојевима и при површини земљишта

појавиће се прираштај брзине $\Delta\vec{\mathbf{v}} = \vec{\mathbf{v}}_1 - \vec{\mathbf{v}}$ који управо потиче од силе унутрашњег трења. Ова сила је на слици 4.8 приказана као вектор $\vec{F}_T$ који је паралелан вектору прираштаја $\Delta\vec{\mathbf{v}}$. Резултујућа сила ове силе и силе спољашњег трења $\vec{F}_0$ је укупна сила трења $\vec{F}_{T0}$, која са вектором брзине $\vec{\mathbf{v}}$ заклапа угао од 35°. Интензитет укупне сила трења F_{T0} по јединици масе ваздуха може да се напише у облику

$$F_{T0} = -k_{T0}\mathbf{v}, \tag{4.8}$$

где је k_{T0} коефицијент трења који не зависи само од коефицијента храпавости (као k_{tr} у једначини (4.7)), већ и од интензитета турбуленције у запремини ваздуха који се креће. Његова вредност може да се одреди експерименталним путем, којим је установљено да се она креће од $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ s^{-1} до $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ s^{-1}.

Интензитет силе спољашњег трења са висином брзо опада, а ако се томе придода и чињеница да са висином опада и интензитет турбуленције, онда слаби интензитет укупне силе трења. Практично, на висинама 1 000–1 500 m она ишчезава. Отуда се и слој атмосфере у коме је доминантан утицај трења назива *слој шрења*, а висина до које се осећа њен утицај – *ниво шрења.* У просеку, овај ниво се налази на висини од 1 km до 1,5 km.

Ценшрифуīална сила $\vec{F}_R$ настаје при криволинијском кретању запремине ваздуха. Њен интензитет, гледано по јединици масе делића ваздуха, има облик

$$F_R = \frac{\mathbf{v}^2}{r}, \tag{4.9}$$

где је **v** брзина, а r полупречник кривине трајекторије запремине ваздуха. Правац ове силе се поклапа с правцем полупречника и њен смер се поклапа са смером од унутрашњег ка конвексном делу трајекторије. Код атмосферских кретања ова сила је обично мала. Разлог лежи у чињеници да је полупречник кривина трајекторија ваздуха реда величине од неколико стотина метара до неколико стотина километара, због чега је интензитет ове силе од десет до сто пута мањи од интензитета силе градијента притиска. Међутим, има ситуација када центрифугална сила по интензитету може знатно да премаши и силу градијента притиска, што се дешава при великим брзинама ваздуха и малом полупречнику кривине. Овакви услови се најчешће остварују при изразито топлом времену у тромбама и торнадима, где је полупречник кривине трајекторије веома мали а брзине достижу велике вредности. У тропским циклонима, где је Кориолисова сила мала (због мале географске ширине φ), центрифугална сила има осетан утицај на кретање ваздуха.

13.6 Геострофски и градијентни ветар

Геострофски ветар је вектор хоризонталне брзине ветра, за коју је Кориолисова сила тачно у равнотежи са хоризонталном компонентом силе градијента притиска. Нека је сила градијента притиска усмерена дуж x осе (сл. 4.9). Уколико је она уравнотежена Кориолисовом силом уз употребу израза (4.3) и (4. 6), налазимо да је

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega v sin\varphi = 0, \tag{4.10}$$

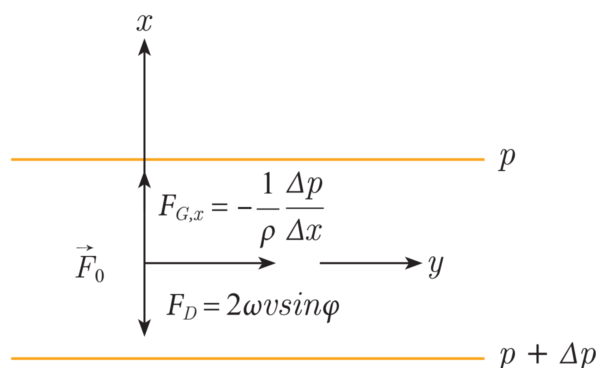
одакле следи да је компонента геострофског ветра $\mathbf{v}_g$ дуж y осе

$$v_g = \frac{1}{2\omega\rho sin\varphi}\frac{\partial p}{\partial x}. \tag{4.11}$$

На истоветан начин долазимо до израза за компоненту геострофског ветра u_g дуж x осе

$$u_g = \frac{1}{2\omega\rho sin\varphi}\frac{\partial p}{\partial y}. \tag{4.12}$$

Са слике 4.9 може да се види да је геострофски ветар увек усмерен у правцу који је нормалан на правац силе градијента притиска, дувајући увек дуж изобара и остављајући низак притисак с леве стране на северној полулопти и с десне стране на јужној полулопти. Само при таквом кретању Кориолисова сила која је нормална на правац кретања делића ваздуха може да уравнотежи силу градијента притиска. Из израза (4.11) и (4.12) види се да је геострофски ветар сразмеран градијенту притиска. На географским ширинама мањим од 15° појам геострофског ветра полако, док на екватору (φ = 0) сасвим губи смисао. У тим случајевима при малим поремећајима долази до нарушавања равнотеже између поља притиска и поља ветра, да би потом дошло до подешавања поља притиска према пољу ветра, тако да у временском интервалу 1–2 сата долази до геострофске равнотеже.



Слика 4.9 Силе које дејствују на делић ваздуха при његовом кретању дуж праволинијских изобара

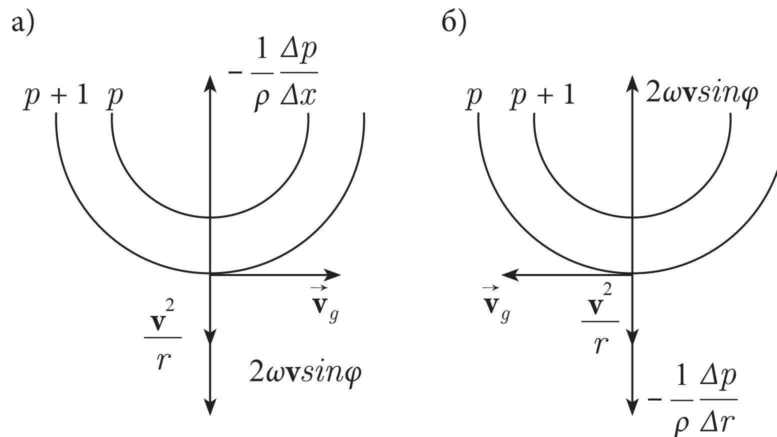
У претходном поглављу је речено да уколико се делић ваздуха креће брзином **v** по криволинијској трајекторији чији је полупречник кривине *r*, на њега ће деловати центрифугална сила чији је интензитет дат изразом (4.9). Ветар потребан за равнотежу силе градијента притиска, Кориолисове и центрифугалне силе зове се – *градијентни ветар*. На пример, у циклону (сл. 4.10а), у области ниског притиска, сила градијента притиска је усмерена ка центру, док су друге две усмерене у супротном правцу, тако да услов за њихову равнотежу може да се напише у облику

$$\frac{1}{r}\mathbf{v}^2 + 2\omega\mathbf{v}sin\varphi - \frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta x} = 0, \qquad (4.13)$$

одакле произилази да интензитет градијентног ветра v_g може да се напише као

$$\mathbf{v}_g = -\,\omega r sin\varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 sin\varphi + \frac{r}{\rho}\frac{\partial p}{\partial r}}\;, \qquad (4.13а)$$

при чему треба имати у виду да је друго решење једначине (4.13) одбачено из физичких разлога. Са слике 4.10а види се да на северној полулопти градијентни ветар оптиче област ниског притиска у смеру који је супротан смеру казаљке на сату.



Слика 4.10 Силе које дејствују на делић ваздуха у области: а) циклона и б) антициклона

У антициклону, тј. у области повишеног притиска (сл. 4.10б), сила градијента притиска и центрифугална сила усмерени су ка периферији кривине, док је Кориолисова сила усмерена ка центру кривине. У овом случају, услов за равнотежу ових сила може да се напише у облику

$$\frac{1}{r}\mathrm{v}^2 - 2\omega r\rho sin\varphi \mathrm{v} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = 0, \tag{4.14}$$

одакле следи да интензитет градијентног ветра има облик

$$\mathrm{v}_g = \omega r sin\varphi - \sqrt{\omega^2 r^2 sin\varphi + \frac{r}{\rho}\frac{\partial p}{\partial r}}\,. \tag{4.14a}$$

Градијентни ветар у антициклону оптиче област високог притиска у смеру казаљке на сату.

Изнад нивоа трења ветар је приближно једнак геострофском ветру. Анализом великог броја ситуација установљено је да је отклон ветра од изобара на синоптичким картама ± 9–11° на свим висинама од 1,5 до 9 km. При великим брзинама ветра тај отклон ветра од геострофског ветра иде и до 20°. Та разлика између осмотреног и геострофског ветра назива се *агеострофски ветар*.

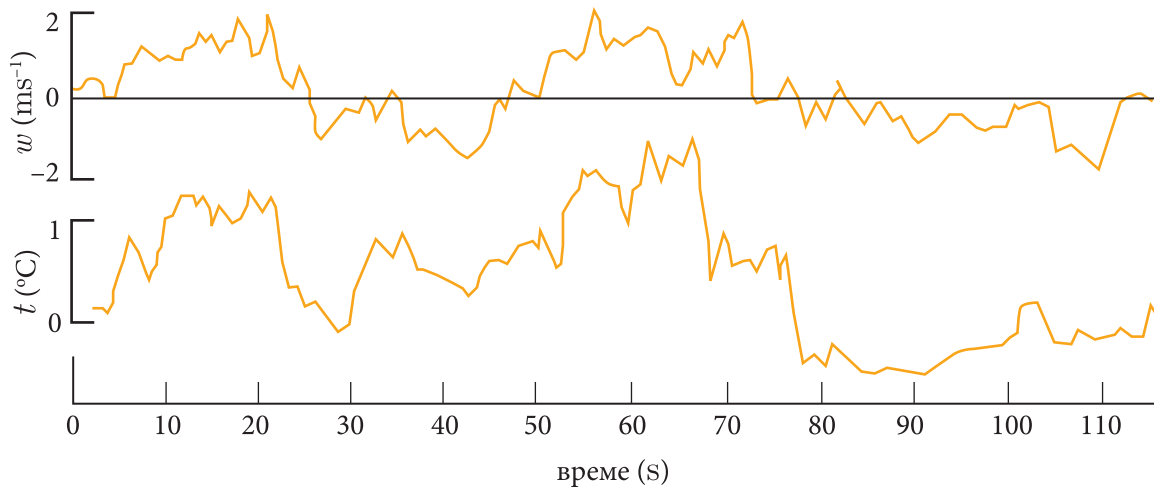
13.7 Турбуленција у атмосфери. Механизам турбуленције

Посматрајући падање снега, кретање стуба дима или сенке облака и региструјући брзину ветра у једној тачки у дужем временском интервалу, можемо да уочимо да се брзина ветра стално мења и по интензитету и по правцу. Другим речима, може се рећи да ветар има *турбулентни ток*. Под њим се подразумева такво стање тока флуида при ком се његове карактеристичне величине случајно мењају у времену и простору, при чему је могуће наћи неке њихове типичне статистичке средњаке.

У струји ветра се појављују мање или веће запремине ваздуха које се самостално крећу неко време, да би им се потом структура разрушила. Можда још сликовитија представа о турбулентном кретању може да се стекне ако га сагледамо као свеукупност спектра *вртлога* различитих димензија или, пак, као спектар периодичких кретања – од малих до великих фреквенција са случајно расподељеним фазама.

На слици 4.11 приказан је један илустративан пример промена ветра и температуре ваздуха на висини од 23 m изнад површине земљишта у Едвителу (Аустралија). Са ње се види да поремећаји оба елемента теку паралелно, тј. поремећаји брзине ветра проузрокују поремећаје (пулсације) температуре.

Као што је већ речено, турбулентно кретање се одликује хаотичношћу, за разлику од уређеног кретања флуида које се назива *ламинарно*. Да бисмо боље разумели природу и разлику између ова два типа кретања, послужићемо се историјским експериментима које је 1883. године извео Рејнолдс (Reynolds). Експерименти су се састојали у праћењу кретања флуида који је истицао из великог резервоара кроз дугачку и танку цев која



Слика 4.11 Промене вертикалне компоненте брзине ваздуха w и температуре t на висини од 23 m у Едвителу (Аустралија). Преузето из Хригана (1978)

је пажљиво била изолована од потреса. Природа струјања у цеви учињена је видљивом пуштањем танког кончића боје кроз једну помоћну цевчицу. Ако је кретање течности кроз цев довољно споро, кончић боје тече кроз цев споро без ширења и мешања са околном течношћу. Међутим, када се брзина струјања воде повећа преко извесне границе, долази до промене карактера кретања; кончић боје се брзо шири и потпуно измеша са течношћу. Први тип кретања назива се ламинарно, док је друго кретање турбулентно.

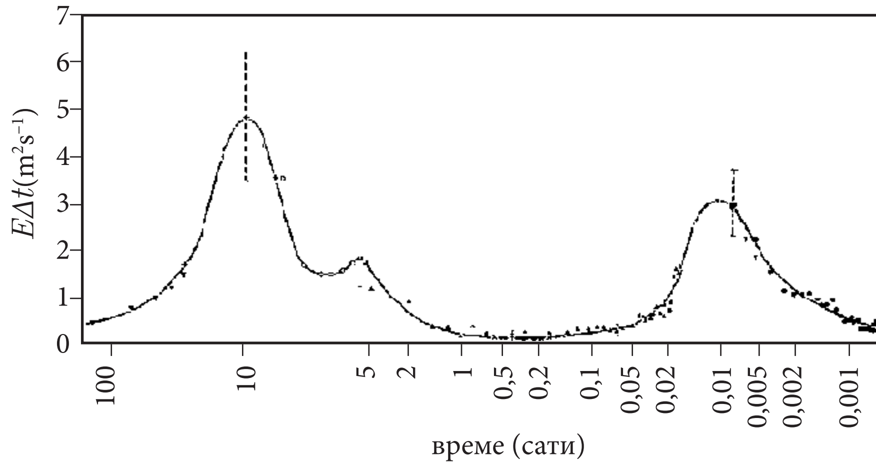
Путем великог броја експеримената и анализирањем разних случајева Рејнолдс је закључио да се тип кретања ламинарно/турбулентно може окарактерисати бездимензионом комбинацијом ud/ν, где је u (m s^{-1}) средња брзина флуида, d (m) пречник цеви, а ν кинематичка вискозност флуида (m^2 s^{-1}). Овако дефинисана комбинација се назива *Рејнолдсов број*, који се обично означава са *Re* и који представља један од основних параметара у теорији турбулентног кретања. Уочено је да прелаз из ламинарног у турбулентно кретање наступа ако је *Re* број једнак или већи од 2 000. Ипак, ова граница се не може дефинитивно поштовати. Другим речима, не постоји једнозначна веза између прелаза једног тока у други тј. не постоји неки критичан Рејнолдсов број $Re_к$ који јасно разграничава турбулентни ток од ламинарног. Експерименти показују да је при пажљивом повећању брзине код ламинарног кретања могуће одредити ламинарност тока чак и до вредности Рејнолдсовог броја од 12 000. Али тада и при најмањем потресу ламинарно кретање тренутно прелази у турбулентно. С друге стране, ако је Рејнолдсов број мањи од 1 000, било какав велики поремећај не може да учини кретање трајно турбулентним.

На почетку овог поглавља дата је једна дефиниција турбулентног кретања. Међутим, њој као и многим другим дефиницијама може да се приговори да су непотпуне. Због тога ћемо навести карактеристике тока за који кажемо да је турбулентан, чиме ћемо повећати прецизност дефиниције.

Најуочљивија особина турбулентног кретања је *неуређеност* или хаотичност. Наиме, путања делића флуида у турбулентном току је веома компликована и без икаквих знакова регуларности. Ова особина има озбиљних реперкусија на теоријско описивање турбулентног кретања. У овом тренутку морамо се одрећи детерминистичког приступа при ком се може, полазећи од почетних положаја и брзина свих делића, предвидети са произвољном тачношћу даља историја делића. Механизам турбулентног кретања поседује једну у практичном погледу веома важну особину – *дифузивност*. То значи да се транспорти разних величина (брзине, влаге, топлоте) одвијају много интензивније од транспорта механизмом молекуларног кретања. Надаље, турбуленцију карактеришу *велики Рејнолдсови бројеви*, при чему се турбулентно кретање одвија као *тродимензионо и вртложно*. Једна од уочљивих карактеристика турбуленције је *дисипативност*, што значи да, да би се она одржала, мора да постоји и извор енергије. Иначе, турбулентно кретање се не одвија на нивоу молекуларних размера зато што је и најмањи елемент турбулентног кретања за неколико редова величине већи од молекуларних размера. Из тог разлога оно може да се опише једначинама хидродинамике које су у важности за *непрекидну средину (континуум)*. На крају, рецимо да турбулентност није особина флуида већ је то *карактеристика кретања флуида*, дакле кинематичка особина.

Турбуленција у атмосфери настаје услед силе трења која настаје због храпавости површине земљишта (голо земљиште, шума, брегови), док, на пример, у слободној атмосфери (атмосфера изнад слоја трења) њу проузрокују *Хелмхолцови (Helmholtz) таласи*. Неједнако загревање површине земљишта производи конвекцију, која потом доводи до турбулентних пулсација ветра, температуре и влажности, тако да турбуленција зависи и од нестабилности атмосфере тј. од дејства силе потиска. Другим речима, два основна извора турбуленције су смицање основне струје ваздушног струјања и рад силе потиска.

Рекли смо да турбулентно кретање може да се посматра и као спектар периодичних кретања малих до великих фреквенција. Слика 4.12 је леп пример једног таквог спектра осмотреног у Бруксвену (Сједињене Америчке Државе), при чему су на апсциси назначени периоди у сатима (логаритамска скала). На слици су веома јасно изражена три максимума: један код периода од око четири дана, што одговара синоптичким временским системима; други код периода од 12 сати, који је последица дневног хода брзине ветра, и трећи код периода од око 1 минут, који је одраз турбулентних флуктуација брзине ветра. Лако може да се уочи недостатак процеса са периодом од око десетак минута до неколико сати; ова појава се назива *спектрални јаз*. Често се процеси лево од јаза, код већих периода, ако их анализирамо методама теорије турбуленције, називају *макротурбуленција*, а процеси десно од јаза *микротурбуленција*.



Слика 4.12 Ван дер Ховенов (Van der Hoven) спектар енергије турбулентног кретања $E\Delta t$ по периодима кретања у Бруксвену (Сједињене Америчке Државе) [Стул (Stull, 1987)]

13.8 Погранични слој и промена брзине ветра са висином

У приземном слоју атмосфере, као последица флуктуација брзине ветра од неког средњег стања јављају се тзв. Рејнолдсови напони, односно напони који зависе од коефицијента молекуларне вискозности η и разлика у брзинама у правцу све три осе. Ми ћемо се у даљем тексту задржати на напону τ (kg $\mathrm{m^{-1}s^{-2}}$) у zx равни, у којој може да се опише знатан број кретања у приземном слоју атмосфере, где су хоризонтални градијенти физичких величина мали у поређењу са вертикалним градијентима. Овај напон одређује интензитет размене количине кретања између атмосфере и тла. Некако је природно да се претпостави да је он пропорционалан градијенту средње брзине $\partial\overline{u}/\partial z$ тј.

$$\tau = \eta\,\frac{\partial\overline{u}}{\partial z}, \tag{4.15}$$

где је са η назначен већ поменути коефицијент молекуларне вискозности η (kg $\mathrm{m^{-1}s^{-1}}$). Ако једначину (4.15) диференцирамо по z и поделимо са густином ваздуха ρ, долазимо до једначине за промену напона τ са висином z

$$\frac{\partial\tau}{\partial z} = \rho K_m\frac{\partial^2\overline{u}}{\partial z^2}, \tag{4.16}$$

где је са $K_m = \eta/\rho$ означен коефицијент турбулентне размене који има димензије $\mathrm{m^2\,s^{-1}}$. Физички смисао овог коефицијента је очигледан – он показује интензитет турбулентне размене количине кретања. Приметимо да се слични коефицијенти могу дефинисати

и за турбулентне размене топлоте и влаге. Рецимо и то да се за разна израчунавања у приземном слоју дебљине 20–100 m, или 60 m у просеку, узима да је напон τ константан.

Користећи се већ дефинисаним појмом напона τ, могуће је на доста поједностављен начин окарактерисати турбуленцију у приземном слоју за случај неутралне стратификације атмосфере тј. у одсуству силе потиска. Претпоставимо да делић ваздуха, пре него што се измеша са околним ваздухом, пређе неки *пут мешања* L_m на коме се он не меша. Уз ову, намеће се и претпоставка да напон τ зависи само од: градијента средње брзине $\partial\overline{u}/\partial z$, густине ρ и пута мешања L_m. Димензиона анализа показује да између ових величина, с тачношћу до на константу, постоји само једна комбинација и то

$$\tau = \rho \frac{L_m^2}{\Delta t}\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}\right), \tag{4.17}$$

где је Δt временски интервал у коме се мешање обавља а $L_m^2/\Delta t$ можемо да схватимо као коефицијент турбулнтне размене K_m. Са приближавањем површини земљишта L_m се смањује, тако да може да важи услов

$$L_m = k_k z, \tag{4.18}$$

где је k_k тзв. Фон Карманова (Von Kármán) константа, за коју се најчешће узима да износи 0,41. За даље разматрање дефинисаћемо још једну величину – *брзину трења* u_* као

$$u_* = \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{1/2}. \tag{4.19}$$

Из једначине (4.15), уз уважавање чињенице да је $K_m = \eta/\rho$, следи да је

$$\tau = \rho K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}. \tag{4.20}$$

Из једначина (4.17) – (4.20) произилазе импликације у погледу понашања коефицијента турбулентне размене K_m и средње брзине ветра $\overline{u}$ са висином. Тако, на пример, једном комбинацијом ових једначина добијамо да је

$$K_m = k_k u_* z, \tag{4.21}$$

док, пак, другом комбинацијом налазимо да је

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{k_k z}. \tag{4.22}$$

Једначина (4.21) показује како се са висином мења коефицијент турбулентне размене, тј. да је он линеарна функција висине. Са друге стране, решавањем диференцијалне једначине (4.22) можемо да дођемо до профила ветра у приземном слоју атмосфере који има облик

$$\overline{u} = \frac{u_*}{k_k} ln \frac{z}{z_0}, \tag{4.23}$$

где је z_o већ поменути коефицијент храпавости (поглавље 13.1) који представља висину на којој брзина ветра постаје једнака нули. Овакав профил ветра у приземном слоју атмосфере познат је и под именом *логаритамски закон*.

За процесе у атмосфери од великог значаја је њен погранични слој или прецизније њен нижи слој, у ком се од површине земљишта одвијају интензивни вертикални транспорти: количине кретања, топлоте и влаге који су изразито диктирани особинама тла. Флуксеви ових величина у великој мери доприносе променама својства разматраног слоја. У најнижем делу пограничног слоја – приземном слоју флуксеви топлоте и влаге као и количине кретања не мењају се много са висином, док је утицај Кориолисове силе занемарљив. На врху, погранични слој је ограничен једним стабилним слојем у ком је вертикални турбулентни транспорт наведених величина занемарљив.

У пограничном слоју издваја се један слој у ком је механичка продукција турбуленције доминантнија у односу на њену продукцију радом силе потиска. У њему се опажа и знатна промена брзине ветра са висином. Овај слој се назива *Екманов слој*. У њему на малим висинама брзина ветра расте скоро линеарно са висином, док је на већим висинама тај раст нешто успоренији.

13.9 Одређивање површинских турбулентних флуксева у пограничном слоју

Већ је истакнуто да се у доњем делу пограничног слоја од површине земљишта и ка њој одвијају интензивни вертикални транспорти: количине кретања, топлоте и влаге уз изразити утицај тла. Наведене величине могу да се представе преко производа одговарајућег коефицијента турбулентне размене и градијента средње вредности одговарајуће величине, као што је то преко једначине (4.20) приказано за напон τ. Слично овој могу да се напишу и једначине за турбулентну размену топлоте H

$$H = \rho c_p K_H \frac{\partial \overline{T}}{\partial z} \tag{4.24}$$

и турбулентну размену влаге LE

$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} K_E \frac{\partial \overline{e}}{\partial z}. \tag{4.25}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: K_H и K_E – коефицијенти турбулентне размене топлоте и влаге, редом, $\partial \overline{T}/\partial z$ и $\partial \overline{e}/\partial z$ – градијенти средњих вредности температуре ваздуха и притиска водене паре, редом, γ – психрометарска константа за коју се најчешће узима да има вредност од 0,65 mb $^{o}C^{-1}$, док су остале величине већ раније дефинисане. Често се величине *H* и *LE* заједно са флуксом топлоте у земљишту називају површински флуксеви, те ћемо их у том значењу употребљавати и убудуће. Једначине (4.20), (4.24) и (4.25) представљају једначине тзв. *К-теорије* или *теорије коефицијента размене*, којом се затвара систем Навије–Стоксових (Navier–Stokes) једначина којима се описује турбулентно кретање у атмосфери, чиме се омогућава и добијање одговарајућих вредности за количину кретања, топлоту и влагу. Ова теорија подразумева да су коефицијенти турбулентне размене количине кретања (K_M), топлоте (K_H) и влаге (K_E) константни и међусобно једнаки у слоју просечне дебљине од око 60 m (видети претходно поглавље). Она се често употребљава при одређивању површинских турбулентних флуксева у пограничном слоју атмосфере. Један од метода који се том приликом користи је и *Бовенов (Bowen) метод*. У њему је тзв. *Бовенов* количник β дефинисан као однос турбулентног флукса топлоте и количине влаге тј.

$$\beta = \frac{H}{LE}. \tag{4.26}$$

Уколико у количнику (4.26) уместо *H* и *LE* ставимо изразе (4.24) и (4.25) којима су они дефинисани, задржавајући претпоставку о једнакости коефицијената турбулентне размене, налазимо да је

$$\beta = \gamma \frac{\partial T}{\partial e}, \tag{4.27}$$

где је γ психрометарска константа, за коју се најчешће узима да има вредност од 0,65 mb $^{o}C^{-1}$. Практично, вредност количника β добија се из нагиба регресионе праве $T = T(e)$, при чему се вредности температуре ваздуха и притиска водене паре добијају путем градијентних мерења температура сувог и влажног ваздуха. Бовенов метод се најчешће користи за одређивање компонената енергетског биланса изнад голог земљишта или, пак, биљног покривача, тако да га неретко називају и *метод енергетског биланса*. Енергетски биланс изнад површине земљишта могуће је представити у облику

$$R_z + Q_z + LE + H = 0, \tag{4.28}$$

где је R_z флукс биланса зрачења, Q_z флукс топлоте у земљишту, *LE* флукс латентне и *H* флукс осетне топлоте. У последњој једначини изостављени су доприноси адвективних

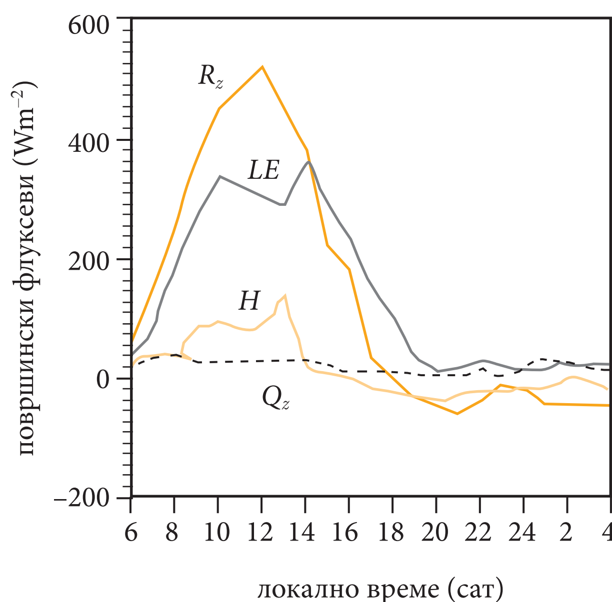
чланова и енергије донете падавинама, а код биљног покривача још и фотосинтетичка енергија и енергија акумулирана од стране биљака. Деобом леве и десне стране ове једначине са LE и узимајући дефиницију Бовеновог количника (4.26), налазимо да је

$$LE = -\frac{R_n + Q_z}{1+\beta}. \tag{4.29}$$

Из дефиниције Бовеновог количника (4.26) следи да је

$$H = \beta LE. \tag{4.30}$$

Да би се преко једначина (4.29) и (4.30) одредили флуксеви латентне и осетне топлоте, потребно је да се одреде флуксеви биланса зрачења и топлоте у земљишту, односно величине које је релативно лако могуће измерити или пак израчунати преко емпиријских формула. На слици 4.13 приказане су компоненте енергетског биланса изнад поља озиме пшенице на Римским шанчевима. Са слике се јасно види да се зрачни биланс прерасподељује тако да његов највећи део одлази на испаравање (LE), док се његов мањи део троши на загревање ваздуха (H); евидентно је да најмањи део одлази у земљиште (Q_z), на шта указују и мерења када је у питању транспорт топлоте у земљиште испод вегетационог покривача.



Слика 4.13 Дневни ходови израчунатих вредности биланса зрачења R_z и површинских флуксева: латентне LE, осетне топлоте H и топлоте у земљишту изнад поља озиме пшенице на Римским шанчевима

13.10 Вертикална расподела брзине ветра изнад и унутар биљног покривача

У поглављу 13.8 речено је да вертикална расподела брзине ветра изнад голог земљишта има логаритамски облик који је дат изразом (4.23). Логаритамски облик има и брзина ветра изнад биљног покривача, као што је приказано на слици 4.14. У општем случају брзина ветра на некој висини z линеарно се повећава са $ln(z - d)$, где је z висина изнад површине земљишта, а d ниво који је познат као *раван нултог померања* која се одређује поступком мерења. Вредности овог параметра се крећу у интервалу од 0,6 H до 0,8 H, где је H висина биљке изражена у метрима. Овај интервал је у највећем броју случајева познат када су у питању ратарске културе, док је за прецизније дефинисање односа d и H потребно да се узму у обзир и неке друге чињенице као размак између биљака, на пример. На основу великог броја мерења, Станхил [Stanhill, 1969] је нашао да се за однос између d и H, за интервал висине биљака од 0,2 до 20 m, може као сасвим прихватљива узети релација $log\, d = 0{,}9763\, log\, H - 0{,}1536$ мада се у пракси често узима и однос при коме је

$$d = 0{,}63H. \qquad (4.31)$$

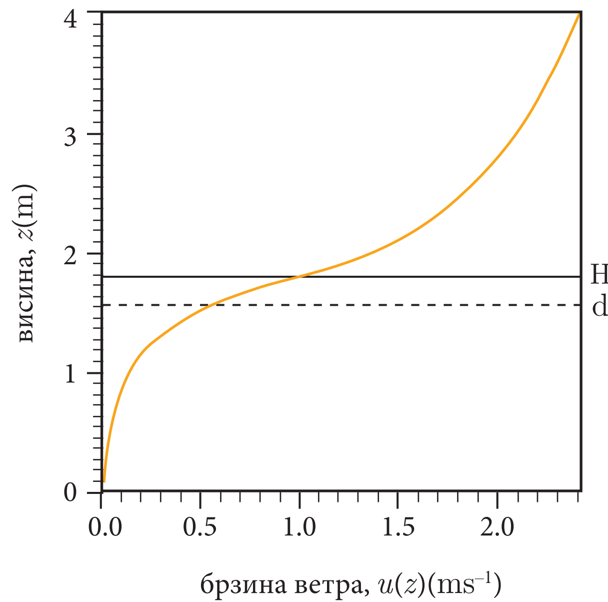
Узимимо у обзир да релација између брзине ветра u и висине z изнад биљног склопа може да се напише у облику

$$u = \frac{u_*}{k_k} ln \frac{z - d}{z_0}, \qquad (4.32)$$

где је z_o коефицијент храпавости биљног склопа, при чему се у рачунима најчешће узима да између њега и висине биљке постоји веза [Монтит (Monteith), 1975]

$$log\, z_o = 0{,}997\, log\, H - 0{,}883. \qquad (4.33)$$

Међутим, за практичну примену релација $z_o = 0{,}13\, H$ се много чешће употребљава.



Слика 4.14 Вертикална расподела брзине ветра изнад и унутар кукуруза

Размотримо који је физички смисао равни нултог померања. Уколико ставимо да је $z = d + z_o$, па потом ову висину заменимо у израз (4.32), налазимо да је $u = 0$. Очигледно је да висина $z_o + d$ представља ниво где се у потпуности апсорбује количина кретања. Због тога што испод нивоа висине биљке H релација (4.32) није у важности, брзина ветра ипак има неку коначну вредност. Унутар биљног склопа брзина ветра има експоненцијални или хиперболични облик. Овај последњи може јасно да се види и на слици 4.14.

14. ФРОНТОВИ И ЦИКЛОНИ

Атмосферска кретања великих просторних размера могу да се појаве у облику *циклона и антициклона* и са њима повезаних долина и брегова који настају, да би се потом развили и на крају ишчезли. Ови последњи побројани јављају се у горњим деловима атмосфере као тзв. дуги таласи.

Као већина компоненти атмосфере јављају се и *фронтови* – површине додира ваздушних маса с различитим својствима, тј. површине на којима долази до дисконтинуитета у пољима: температуре, ветра, влаге, градијента притиска и других карактеристика атмосфере. Значајну улогу у динамици атмосфере имају и циклони са за њих типичним облачним системима – областима у којима се у кинетичку енергију трансформише потенцијална енергија ваздушних маса и латентна топлота водене паре. Наведене појаве се називају појаве *синоптичких размера*.

14.1 Ваздушне масе и њихово кретање

Осматрања указују да фронтови деле тропосферу на више различитих *ваздушних маса* (ВМ), које имају различите особине. Оне у атмосфери дуго опстају, крећу се и долазе у додир једна с другом. Ваздушне масе које се додирују могу знатно да се разликују у погледу температуре, влажности, прозрачности, висине тропопаузе, као и других елемената. Њихов хоризонтални размер обично се креће од 2 000 до 3 000 km, док у вертикалном правцу обично запоседну целу тропосферу, понекад обухватајући при свом кретању и струјања у стратосфери.

Баротропна атмосфера (или ваздушна маса) је она у којој је густина а тиме и температура функција само од притиска. У њој су изотермне површине паралелне са изобарским, а изотерме су, на синоптичким картама, паралелне са изобарама. Пошто је у том случају *термички ветар*, промена геострофског ветра по јединици промене вертикалне координате, паралелан геострофском, баротропна ваздушна маса креће се у целини у једном правцу. Како су код фронтова изотермне површине јако нагнуте долази до појаве *бароклиности*, што одговара случају када у атмосфери густина није само функција од притиска.

Свакако да представа о затвореној и хомогеној маси која се премешта као целина није одржива, пошто се унутар ње њена својства мењају на простору од неколико хиљада километара. Зато ћемо сада пажњу посветити коментару о образовању ваздушних маса, пошто је познавање њених особина неопходно при анализи времена.

Ваздушне масе се разликују по областима или изворишту где се образују њихова својства. Тако се, на пример, континентална арктичка ваздушна маса (кАВ) образује зими превасходно изнад копна у северној Азији и Северној Америци, где је температу-

ра површине земљишта нижа од –15 °C, док се топлија морска арктичка ваздушна маса (мАВ) образује изнад северних делова Атланског океана. Током лета њихова изворишна област је нешто сужениja, будући да северније од њихових изворишта температура ваздуха не прелази 8 °C.

На нижим географским ширинама образују се континентална и морска тропска ваздушна маса (кТВ и мТВ), које се образују зими на географским ширинама јужније од 20° северне географске ширине и лети – на географским ширинама јужније од 30° северне географске ширине. Температура ваздуха у кТВ маси се креће у интервалу 22–26 °C, док је у мТВ та температура 23–25 °C. У умереним ширинама образују се тзв. поларне ваздушне масе (кПВ и мПВ), мада је можда правилније назвати их умереним ваздушним масама.

Нека својства ваздушних маса (на пример, велика прозрачност арктичког ваздуха и замућеност тропског ваздуха) могу се сматрати *конзервативним*, што значи да она могу да се одрже за дужи временски период, док нека њихова друга својства зависе од дужине пута и мање су стабилна. За прогнозу времена од велике је важности да се направи разлика између *стабилних* ваздушних маса, у којима може да дође до образовања малих вертикалних температурних градијената, инверзије, магле и слојастих облака и *нестабилних*, у којима се јављају: конвекција, снажан вертикални развој, пљусковите падавине, олујни ветрови итд.

14.2 Трансформација ваздушних маса

Једна од главних особина ваздушних маса је могућност да се трансформишу при свом кретању. Тако, на пример, температура ваздушне масе може знатно да се измени ако дође у област где су другачији услови нпр. услед промене карактеристика подлоге а самим тим и албеда, што надаље доводи до прерасподеле у зрачном билансу. Или, током зиме због слабог зрачења и ниске облачности, промена температуре иде веома споро, док лети, због интензивног зрачења, појаве нестабилности и различитих албеда, од места до места, та трансформација иде знатно брже. Температура ваздуха може осетно да се мења при сложенијем вертикалном кретању ваздуха. Тако у антициклону при силазним струјањима може да дође до повишења температуре, која по неким осматрањима може да досегне и до 0,36 °C за један сат, док узлазна струја ваздуха може да се охлади и за 0,12 °C у току једног сата. Увећање влажности ваздушне масе изнад мора представља трансформацију влаге, која се брже одвија уколико је већа турбуленција. Трансформација влаге у ваздушној маси може да проистекне на још један начин, као што је, на пример, осмотрено изнад језера Мичиген у Сједињеним Америчким Државама. Наиме, у пролеће топлија ваздушна маса наиђе на хладнију водену површину, при чему ће она да интензивира испаравање са ње, а самим тим и повећа садржај влаге унутар ваздушне масе. Оваква врста трансформација доприноси да ваздушна маса постане стабилнија. Насупрот овоме, може да се деси да при преласку преко воденог басена хладна ваздушна маса постане нестабилна. Типичан пример за ову појаву је

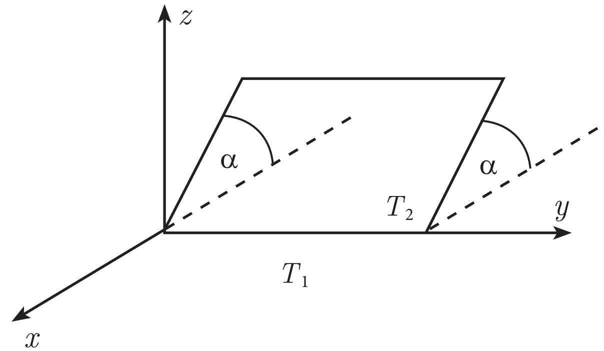
када хладан арктички ваздух наиђе изнад Атланског океана, при чему разлика у температурама његове површине и ваздуха достигне и 15 °C. Тада знатна количина топлоте бива транспортована од океана у ваздушну масу, услед чега ова постане јако нестабилна доносећи у Европу непогоде и пљускове. Напоменимо да се тропска ваздушна маса загрева и због интензивног апсорбовања Сунчевог зрачења од стране водене паре и велике количине прашине покупљене изнад Сахаре.

Као пример интензивне трансформације ваздушне масе може да послужи хладан зимски сибирски ваздух који дође изнад топлог Јапанског мора. Тада долази до снижења стабилности ваздушне масе пошто се њени нижи слојеви загреју, што доводи до интензивирања пораста турбуленције. Овако настала ситуација доприноси испаравању са топлије површине воде, што доводи до још интензивније размене осетне и латентне топлоте између површине мора и ваздушне масе. У почетку се веома сува ваздушна маса, прешавши само хиљаду километара до обале Јапана, јако загреје и покупи влагу, тако да се то осети и до висине од 6,5 километара; ово доводи до појаве јаких снежних падавина на западним обалама Јапана. Оне могу да буду толико интензивне да се на само 37° северне географске ширине може осмотрити веома дубок снег.

До промене температуре ваздушне масе може да дође и због великог хоризонталног дотока ваздуха. Типичан пример овакве трансформације ваздушне масе огледа се у појави ветра *суховеја* – топлог и сувог ветра који се јавља изнад степа Украјине, Поволожја (Русија) и Казахстана и који наноси катастрофалне штете пољопривреди. Тако, на пример, температура ваздуха може да досегне и до 42 °C, брзина ветра до 16 m s^{-1}, а дефицит влаге може да достигне и 65 mm, што је посебно погубно за ратарске културе које при оваквим временским условима могу да буду „спржене" за кратко време.

14.3 Образовање и врсте фронтова

Образовање фронтова или *фронтогенеза* могућа је ако се унутар ваздушне масе појаве различите температуре. На пример, уколико јужни део ваздушне масе постане топлији од северног дела због повећаног пријема зрачења или промењеног албеда. Фронтогенези том приликом одговара одређена форма геострофског струјања позната под именом *деформационо поље*. Изотерме температуре T које су у почетку биле паралелне у односу на неки правац (на пример y оса) почињу да се нагињу према њему за неки мали угао. Приближавање топле ($x > 0$) ваздушне масе доводи до појаве пораста хоризонталног градијента $\partial T/\partial x$ у близини y осе. Том приликом долази до убрзања термичког ветра дуж y осе, што доводи до појаве позитивног вртложења у хладној и негативног вртложења у топлој ваздушној маси. Уз то се појављују узлазна струјања уз појаву конвергенције. Тачке где су градијенти (у правцу z осе, сл. 4.15) температуре и брзине ваздуха највећи називају се – *фронтална зона*. Она је нагнута према хоризонту под неким углом који је на слици означен са α.



Слика 4.15 Површина фронта паралелна y оси и нагнута према x оси за угао α

Површина фронта која раздваја две ваздушне масе увек је нагнута под неким углом а на страну хладнијег ваздуха секући се са површином земљишта на некој линији коју називамо *линија фронта*. У реалности ситуација изгледа мало другачије. Између обеју маса увек се налази прелазна зона ширине око 100 km, у којој су хоризонтални градијенти температуре, брзине ветра и других величина веома велики. Понекад врх фронта зна да се распростре до врха тропопаузе тока. Као опис једне такве ситуације може да послужи она коју је према Хригану (Хриган, 1978) осликавао топли летњи фронт над Кавказом, који се простирао до висине од 12 километара и код кога је градијент ветра на висини износио од 14 до 17 m s^{-1} на један километар.

Угао нагиба α можемо да одредимо из следећег разматрања. Равнотежа ваздушних маса (назначићемо их индексима 1 и 2) одређује и нагиб фронта. У свакој тачки *стационарног фронта* притисак са стране топле ваздушне масе p_1 и притисак са стране хладне ваздушне масе p_2 морају да буду једнаки, као што морају да буду једнаке и компоненте брзине које су нормалне на фронт. Уколико уочимо било које две тачке на површини фронта које су на неком међусобном растојању ds, онда ће у том правцу ds увек да буде испуњен услов да је $dp_1 = dp_2$. Ако сада пођемо од дефиниције тоталног извода, претходни услов може да се запише и у облику

$$\left(\frac{\partial p_1}{\partial x}-\frac{\partial p_2}{\partial x}\right)dx+\left(\frac{\partial p_1}{\partial y}-\frac{\partial p_2}{\partial y}\right)dy+\left(\frac{\partial p_1}{\partial z}-\frac{\partial p_2}{\partial z}\right)dz=0, \qquad (4.34)$$

где су dx, dy и dz пројекције дужине ds на одговарајуће осе. Ако ставимо да линија фронта иде дуж y осе (сл. 4.15) и ако изаберемо да се уочене тачке налазе у равни xOz, тј. претпоставимо да је $dy = 0$, онда налазимо да $tg\alpha$ може да се изрази као

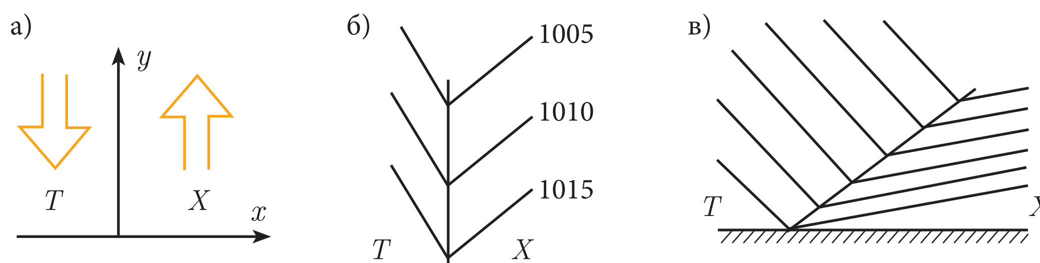
$$tg\alpha=-\frac{dz}{dx}=\frac{\dfrac{\partial p_1}{\partial x}-\dfrac{\partial p_2}{\partial x}}{\dfrac{\partial p_1}{\partial z}-\dfrac{\partial p_2}{\partial z}}=\frac{\dfrac{\partial p_1}{\partial x}-\dfrac{\partial p_2}{\partial x}}{g(\rho_2-\rho_2)}, \qquad (4.35)$$

при чему смо, стављајући да је $\partial p_1/\partial z = -g\rho_1$ и $\partial p_2/\partial z = -g\rho_2$, занемарили вертикална убрзања.

Размотримо један сасвим једноставан случај – када је фронт непокретан и ветар геострофски тј. када нема хоризонталног убрзања и трења. У том случају израз (4.35) може да добије нешто једноставнију форму. Користећи се чињеницом да је $(\partial p_1/\partial x)/\rho_1 = 2\omega\mathbf{v}_1 sin\varphi$ и $(\partial p_2/\partial x)/\rho_2 = 2\omega\mathbf{v}_2 sin\varphi$ (што следи из једначине (4.10)), као и једначином стања налазимо да је

$$tg\alpha = \frac{f}{g}\frac{T_1\mathbf{v}_2 - T_2\mathbf{v}_1}{T_2 - T_1}, \tag{4.36}$$

што је у ствари облик *Маргулесове (Margules) формуле*. Тако је, на пример, за географску ширину Москве при разлици температура $T_1 - T_2 = 5$ °C и разлици у брзинама ветрова $\mathbf{v}_1 - \mathbf{v}_2 = 10$ m s^{-1} по овој формули $tg\alpha = 0.0066 \approx 1/152$. Ако се хладна ваздушна маса налази на северу, а топла на југу ($x > 0$) као што је приказано на слици 4.15, и у којој ветар има брзину $\mathbf{v}_1$, онда ће се у хладној ваздушној маси појавити слабији западни или источни ветар.

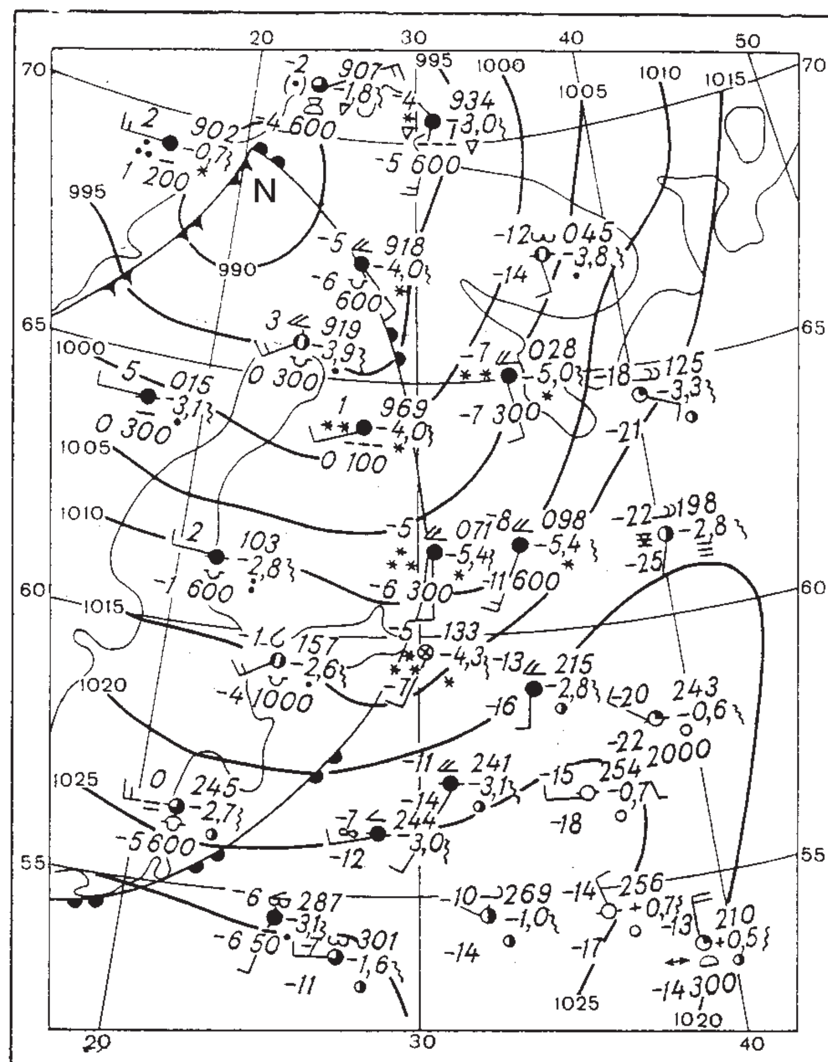


Слика 4.16 а) Ветар дуж линије фронта; б) изобаре и линија фронта на синоптичкој карти и в) фронтална површина и изобарске површине у вертикалном пресеку

Треба уочити да при присуству западног геострофског ветра у топлом ваздуху и источног у хладном ваздуху (сл. 4.16а) облик изобара на синоптичкој карти одговара слици 4.15б. На њој се притисак на обе стране смањује идући ка фронту тј. y оси. У исто време низак притисак на десној страни слике 4.16б проузрокује кретање супротно кретању казаљке на сату, које помера фронт на страну топлог ваздуха. Овакав фронт се назива – *хладни фронт*; фронт који се креће на страну хладног ваздуха назива се *топли фронт*. На слици 4.16в приказан је вертикалан пресек на ком се види да се изобарске површине спуштају према фронту, с чим је повезано и постојање, као на слици 4.16б, удолине ниског притиска.

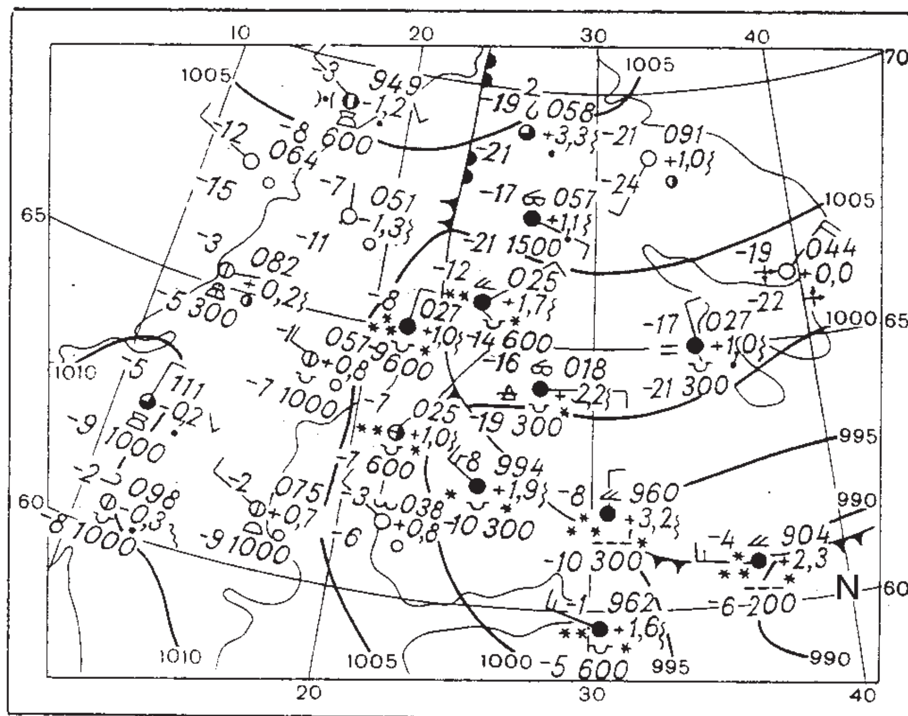
14.4 Врсте фронтова

Уколико топли ваздух премештајући се потискује хладан ваздух и заузима његово место (сл. 4.15, 4.16а и 4.16б), онда се фронт који тада настаје назива – топли фронт. Он се креће на страну хладног ваздуха (сл. 4.17). Пошто је ово кретање повезано са удолином у пољу, притисак p се смањује ($\partial p/\partial t < 0$, где је $\partial p/\partial t$ величина позната као *тенденција притиска*). Иза фронта се знак и величина тенденције (промена притиска на свака три сата) нагло мењају, као што се мењају и температура ваздуха и брзина ветра, мада се уместо фронта појављује прелазна фронтална зона у којој су „скокови” температуре, брзине ветра и тенденције донекле пригушени.



Слика 4.17 Топли фронт изнад северозападне Европе 20. марта 1966. год. [Хриган (Хриган), 1978]

Изнад фронталне зоне ветар постепено скреће удесно. Овде се појављује снажно уздизање ваздуха уз фронталну површину, при чему се у појединим областима јављају јака вертикална ваздушна струјања и те брзине достижу вредности 0,1–0,2 m s^{-1}. Ова ваздушна струјања образују облачни систем који је већ детаљно описан у поглављу 11.10, тако да ћемо само да направимо мали инвентар тог система. Перјасти облаци, цируси и циростратуси појављују се до 800 km испред фронта на висинама 8–11 km. Ови облаци с врха делимично наткриљују други облачни систем који сачињавају нимбостратуси и алтостратуси, који се налазе у области која је ближа линији фронта. Често перјасти облаци заклоне облачни систем Ns–As, тако да га је тешко осмотрити из сателита. Висина овог облачног система достиже 5–6 km, а понекад и више када је у питању фронт који се брзо развија. Овај облачни систем може да се састоји и из таласа густих облака чије пролажење увећава интензитет падавина. Водени садржај облака у близини фронта на висинама 1–2 km достиже вредност 0,5–0,8 g m^{-3}, а на предњем делу фронта, на висини 3–4 km, водени садржај износи око 0,2 g m^{-3}. По неким осматрањима, падавине топлих фронтова сачињавају 12–26% свих падавина. Понекад се, ако је топли ваздух влажан и нестабилан, у слоју облака Ns могу образовати облаци непогоде Cb из којих се изливају пљусковите падавине. Овакву ситуацију је доста често могуће осмотрити у Сједињеним Америчким Државама, када у неке њене делове из Мексичког залива дође тропска ваздушна маса.



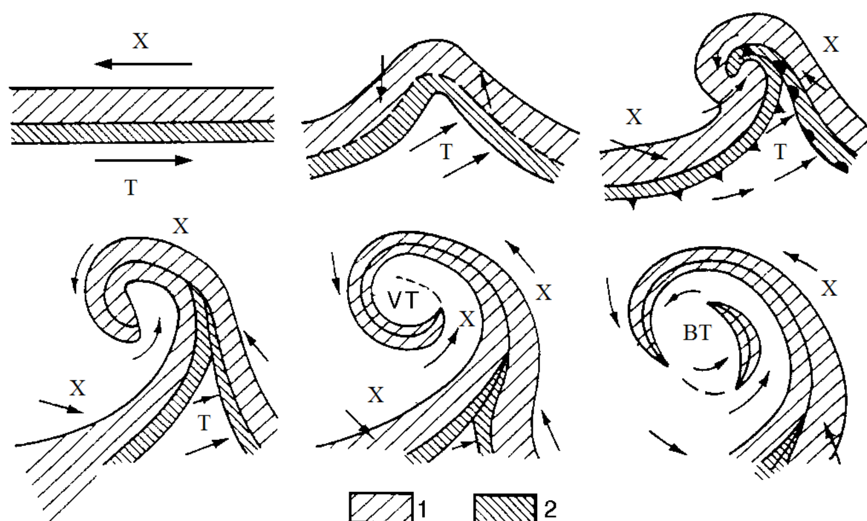
Слика 4.18 Хладни фронт изнад северозападне Европе 9. марта 1966. год. у 21 сат [Хриган (Хриган), 1978]

Када хладна ваздушна маса помера топлу, тада их раздваја тзв. хладни фронт (сл. 4.18). Тада обично хладна маса доводи до појаве нестабилности и понекад до јаког пада температуре. Тако је, на пример, у Сједињеним Америчким Државама хладан фронт, са 18. на 19. октобар 1948. године, довео до снижења температуре за износ од 20 до 27 °C, што се у уџбеницима наводи као екстреман пример. До чега све може да доведе пролазак хладног фронта нека покажу и следећа два описа. Хладни фронт је, прошавши 25. марта 1963. године изнад Алжира где је температура ваздуха опала за око 12 °C, стигао до осмог степена географске ширине, где је изазвао велике ковитлаце прашине на површини од око 300 000 km^2; на јужној полулопти хладни фронт је, пошавши изнад Бразила 17. јула 1957. године, прешао чак и екватор и стигао на север до Венецуеле, на око 6°, где је довео до излучивања падавина у износу од 100 mm за 24 сата.

Нагиб хладног фронта у просеку износи око 1/85, мада у пограничном слоју његов нагиб може да буде и знатно већи, па је фронт на површини земљишта уврнут уназад због великог трења. Овај фронт изазива велику нестабилност. Пошто хладни ваздух који се креће уздиже топли ваздух који се налази испред њега, узлазна струја ваздуха испред линије фронта образоваће вртлоге с хоризонталном осом уз снажне ударе ветра.

На основу форме кретања разликују се две врсте хладног фронта – првог и другог реда. *Хладни фронт првог* реда или активни хладан фронт, како се још назива, јесте онај код кога се топли ваздух креће већом брзином од хладног ваздуха (сл. 4.18). Том приликом долази до тога да ток ваздуха на висини престиже фронт, и да се понекад спушта чак до површине земљишта. Такав ток доноси сув и топли ваздух, који образује тзв. суву линију. На површини на којој је раздељен суви од влажног ваздуха који се налази испред самог фронта долази до појаве снажних удара ветра. Међутим, много чешће топли ваздух не доспева до површине земљишта, већ бива однесен снажном узлазном струјом која доводи до образовања кумулонимбуса изнад хладног ваздуха. У овом делу фронта, у доста уској области ширине од 40 до 60 километара, развијају се снажна конвекција и турбуленција, тако да понекад образовани кумулонимбуси досежу и до стратосфере. Иза зоне конвекције нагиб фронта се смањује, тако да у овој области нема истискивања ваздуха навише. Код хладног фронта првог реда брзина ветра се повећава с висином, тако да на висинама преко 900 милибара компонента ветра која је нормална на фронт превазилази брзину кретања фронта. Брзина силазних струјања је веома мала, тако да иза ове зоне фронта неретко долази до разведравања.

Хладни фронт другог реда или пасивни хладни фронт је онај код кога се топли ваздух одваја од фронта уздижући се уз његову линију која има много већи нагиб (1/70 до 1/80) него што га има хладни фронт првог реда. Вертикална брзина издижућег ваздуха достиже и до 0,25 $m\ s^{-1}$, док на висини долази до адвекције хладног ваздуха. Изнад фронта се образује облачни систем Ns–As, из којег падају падавине које су дуготрајније него код хладног фронта првог реда. Испред фронта на нижим нивоима може да дође до струјања ваздуха, а на средњим висинама тропосфере и до конвекције и образовања снажног кумулонимбуса. Код ове врсте фронта предфронталне падавине могу да имају велики интензитет. Треба истаћи и једну занимљивост везану за хладни фронт. По неким истраживањима, по његовом проласку у атмосфери се количина озона увећа и до осам процената.



Слика 4.19 Шема оклузије: 1 – област са облацима, 2 – област са падавинама, Х – хладан ваздух, Т – топли ваздух и ВТ – горњи топли ваздух [Хриган (Хриган), 1978]

Фронт оклузије је сложени фронт који настаје када се хладни фронт у циклонима креће брже од топлог који бива задржан силом трења и, достигавши га, сједини се са њим. Изнад њега се топли ваздух уздиже увис у виду топлог „жљеба", на слици 4.19 означеног са ВТ, који се уочава на нивоу од 700, па чак и 850 милибара. Облачни систем састављен од система Ns–As заједно са кумулонимбусом чини једну компактну целину. Осматрања са сателита указују да је са оклузијом повезана и појава једне јасно видљиве траке облака; она се током времена „савија" и „уврће" у циклонском вртлогу, да би се потом распала на неколико уских делова (сл. 4.19).

Често се у оклудованом циклону налази само један фронт уместо два – топлог и хладног. Могућа је и следећа ситуација. Хладни фронт се приближава планинском гребену који је паралелан с њим. Гребен задржава хладан ваздух који постепено истискује топли ваздух изазивајући јаке падавине. У исто време други део хладног ваздуха може да оптекне гребен и да се нађе са његове друге стране, тако да се дуж линије гребена образује гранична линија тзв. *орографска оклузија.* На њој могу да се образују таласи и циклони мањих размера као на обичном фронту.

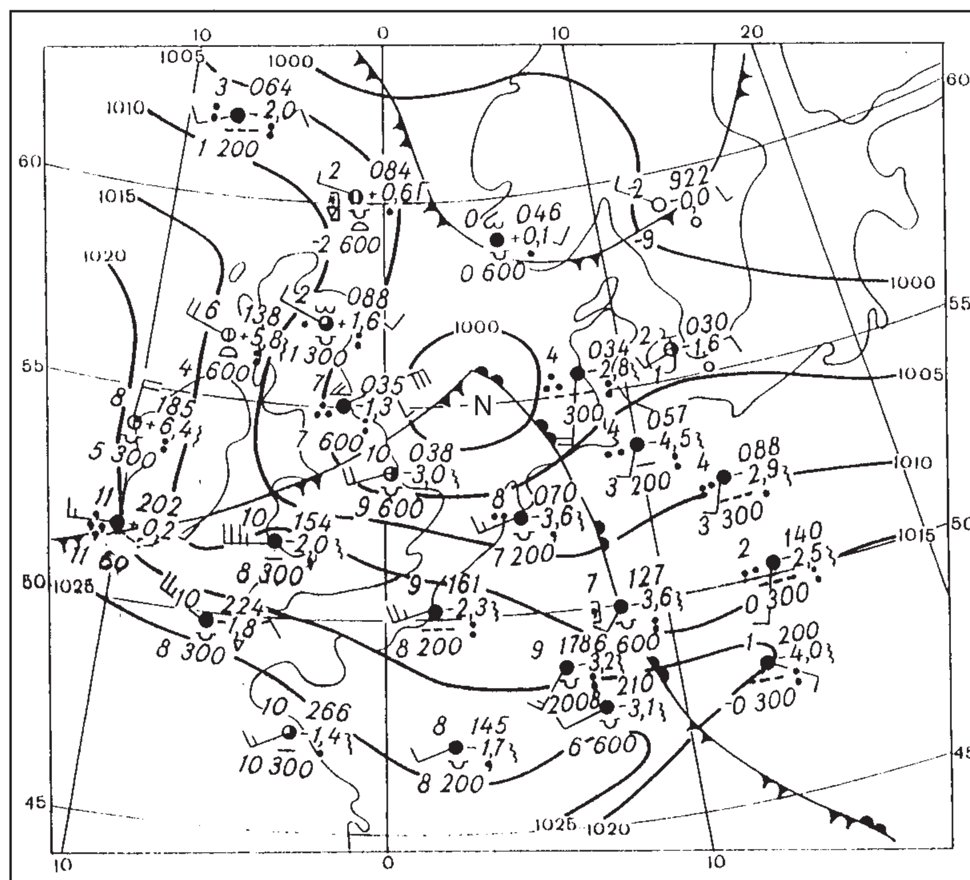
14.5 Циклони

Циклон може да се посматра као талас на линији фронта (при чему се топлији део фронта премешта према полу, а хладнији према екватору) или као област сниженог притиска коју карактерише циркулација која је супротна кретању казаљке на сату. Због тога је циклон могуће посматрати паралелно – као настанак и развој фронталног таласа и као настанак вртлога повезаних с облашћу ниског притиска. Процес образовања

циклона је доста сложен, тако да прогноза њиховог образовања представља један од најкомпликованијих и најтежих поступака у метеоролошким прогнозама.

Развој циклона и одговарајуће промене времена најлакше се описују ако се циклон образује као талас на фронту. Познавање њихове еволуције је од велике важности у прогнози времена и његових опасних појава, као што су: олујни ветрови, пљускови и др. Постоји и други тип развоја тј. када циклон настаје као последица „дугачког таласа" који се јавља у средњој тропосфери.

У првом стадијуму развоја, када се таласни циклон образује у једном невртложном и праволинијском бароклином току, у предњем делу таласа топла ваздушна маса се премешта ка северу (пошто разматрамо образовање циклона на северној полулопти), док позадински хладни ваздух са запада почиње да продире ка југу. Изнад њега долази до развоја на висини долине ниског притиска хладног ваздуха која је, на пример, уочљива на нивоу 850 mb. Адвекција хладног ваздуха постепено убрзава вртложење. Испред топлог фронта образује се карактеристичан систем облака и падавина, док се талас брзо креће дуж фронта према истоку.



Слика 4.20 Млади циклон изнад Северног мора 20. децембра 1966. год. [Хриган (Хриган), 1978]

Уколико је талас нестабилан, његова амплитуда се повећава и циклон прелази у други стадијум познат под именом – *млади циклон* (сл. 4.20). Када притисак у његовом централном делу брзо опада (понекад и до 13 mb за три сата), ветар се у њему убрзава до олујних размера уз развијање фронталних облака. Између топлог и хладног фронта уочава се топли сектор са падавинама. На приземној карти циклон је окружен са једном или више затворених изобара; на нивоу од 850 mb и даље на 700 mb такође се постепено образује затворена циклонална област иза које се креће дубока хладна долина. У позадини (западни део) циклона иза хладног фронта притисак понекад порасте и за 22 милибара за сат.

Највећи степен развоја циклон достиже у трећем стадијуму тј. стадијуму тзв. *централног циклона* када притисак у њему достиже најнижу вредност. У том периоду долази до оклузије фронтова, при чему се топли ваздух енергично истискује увис, у централном делу циклона, уз појаву обилних падавина. Тако, на пример, циклон настао у области Хамбурга (Немачка), који је проузроковао катастрофалне поплаве 12. новембра 1972. године, у центру је имао притисак од 955 mb и брзину ветра од 68 $m\ s^{-1}$. Пошто се при попуњавању целокупне области циклона хладним ваздухом температура, адвекција и бароклиност смањују, у четвртом стадијуму циклон се попуњава тако да се циркулација у њему гаси а кретање успорава усмеравајући се према северу. Временски гледано, први и други стадијум у образовању циклона трају најкраће – мање од једног дана. Међутим, трећи и четврти стадијум могу да трају пет до седам, па и више дана.

Други тип развоја циклона може да се осмотри када се у горњем делу тропосфере налази хладна долина са снажним вртлогом у њеном предњем делу, док у нижим слојевима долази до појаве топле адвекције у присуству фронта или без њега. Тада се приземни циклон убрзава за износ дотока вртлога. Тај доток се постепено исцрпи, тако да се паралелно увећава допринос адвекције и улога нарастајуће бароклиности у нижим слојевима.

У енергетском билансу циклона учествују следеће компоненте: кинетичка енергија, унутрашња енергија, потенцијална енергија и латентна топлота кондензације, при чему се све компоненте узимају за атмосферски стуб изнад посматране површине. Загревање ваздуха од стране површине земљишта доводи до повишења температуре и унутрашње енергије ваздуха. Избацивање увис лакшег топлог ваздуха и попуњавање циклона хладним ваздухом снижава центар тежине свих ваздушних маса, смењујући том приликом потенцијалну енергију; у вишим слојевима долази до кондензације, повишења температуре и до појаве узлазних струјања. Ово су могуће енергетске трансформације које се одражавају на кинетичку енергију циклона.

Понекад је, посебно изнад мора или планинских венаца, могуће уочити циклоне који иду један за другим, са дневним интервалом, у виду четири до пет таласа на једном фронту, тако да пролажење ове серије циклона може да потраје четири до пет дана. Између чланова овакве серије налазе се мањи, „прелазни" антициклони.

Поменимо и *тропске циклоне* који представљају мале по размеру али веома моћне циклонске вртлоге изнад тропских мора, а који се образују унутар тропске зоне конвергенције. Њихов делимичан опис прилагођен потребама овог уџбеника дат је у поглављу 11.9.

14.6 Антициклони

Антициклон је атмосферски вртлог повезан са облашћу високог притиска, у којој се кружно кретање ваздуха одвија у смеру казаљке на сату – на северној полулопти и обрнуто на јужној. У централном делу антициклона градијенти притиска су доста мали. Због тога се и брзина градијентног ветра, или тачније њена тангенцијална компонента, повећава с удаљавањем од центра. У атмосфери су силазна кретања нешто израженија у предњем источном делу антициклона (где је и тропопауза нижа) него у западном делу. Ово погодује образовању тзв. инверзије спуштања, испод које се образују слојеви стратокумулуса и стратуса или, пак, при малој влажности пограничног слоја могуће је одржавање мирног и јасног времена у антициклону.

Постоји неколико типова антициклона. *Стационарни суптропски антициклони* се образују у појасу од десетог до четрдесетог степена географске ширине и то пре свега изнад океана. Протежу се на дужини 3 000 до 4 000 km, а атмосферски притисак у њима је 5 до 20 милибара виши од средњег притиска на целој паралели. Они углавном обухватају целу тропосферу, тако да је оса повишеног притиска на висини незнатно нагнута према екватору. *Прелазни антициклони* не запоседају велики простор и обично се налазе између два узастопна циклона, као што је то већ описано у претходном поглављу. Њихова брзина кретања је променљива и у просеку износи: 27 km h^{-1} у Европи, 36 km h^{-1} у Сједињеним Америчким Државама и на југу средње Азије – 66 km h^{-1}, при чему треба имати у виду да им је брзина већа зими него лети. *Развијени антициклон* је просторно велики и стабилан систем. *Стационарни хладни антициклон* као што је, на пример, сибирски или канадски, има просторни размер од око 3 000 km и са приземном инверзијом дебљине 600–800 m у којој промена температуре износи и до 32 °C. Овај тип антициклона у центру има притисак од 1 040 mb и доста слабо изражену моћ у вертикалном правцу, тако да су слабо изражени већ на 700 mb, а силазна кретања имају брзину од око 0,01 m s^{-1}. Овој класификацији треба придружити и *антарктичке* и *арктичке антициклоне*, који су хладни и стабилни са јако израженом дивергенцијом и јаким ветровима на њиховој периферији, уз појаву ниске спуштене инверзије.

У летњем периоду, услед јаког загревања изнад пустињских висоравни као што је Тибет на пример, образују се висински антициклони у горњем делу тропосфере са великим градијентима притиска на њиховој северној периферији. У горњем току тропосфере понекад могу да се образују и тзв. „блокирајући" топли антициклони. Они настају када се ток ваздуха, усмерен ка северу, одвоји од изворног тока ваздуха, при чему притисак при површини земљишта може да достигне и 1 080 mb. Антициклони током лета могу да се образују и у стратосфери, када су познати под именом *стационарни поларни антициклони*. Они у стратосфери могу да се образују и зими, али онда имају знатно мањи размер, као што је, на пример, алеутски зимски антициклон који се образује на висини 6–28 km.

14.7 Прогноза времена

Један од најважнијих задатака у метеорологији је давање прогнозе времена за већу или мању област. Овај сложени технолошки поступак је од непроцењиве важности за нормалну људску делатност. Несумњиво је да коректна прогноза има и економских реперкусија, тако да се овом послу увек прилази са посебном пажњом. При томе се користе синоптички метод и метод нумеричке прогнозе времена. Прогнозе добијене неким од поступака могу да буду: краткорочне (до два дана), средњорочне (до пет дана) и дугорочне (од пет дана до једног месеца и дуже). У основи сваког метода за прогнозу времена налази се једна јасна, мада делимично упрошћена, представа о физичкој природи прогнозирања појаве, као и њена повезаност са појавама у атмосфери које су везане за велики просторни размер.

Синоптички метод углавном користи тзв. *синоптичке карте* – приземне и висинске (углавном на нивоима од 700 и 500 милибара) уз допунске карте вертикалних брзина. На карте се наносе шифровани метеоролошки елементи са одговарајућим вредностима добијеним вертикалном сондажом изнад различитих станица. Потом се на синоптичкој карти извлаче изобаре и изохипсе, да би се раздвојиле области високог и ниског притиска; уз то се назначавају фронтови, облачни системи, области са падавинама итд. При анализи доста користи може да донесе и поређење и анализирање карте са претходним картама, тзв. четвородимензионална асимилација, као и узимање у обзир средњих или наглашених особина климе уз коришћење климатолошких карата. Ради прецизности истакнимо да се у синоптичкој анализи под асимилацијом четвородимензионалних података подразумева коришћење осмотрених података са релативно мање нумеричких припрема.

Доброј прогнози времена доприноси и поступак *објективне анализе*. Он се састоји у томе да се информације са метеоролошких станица искористе и одређеним математичким поступком, уз коришћење електронске рачунске машине, изврши потребна интерполација података и одреди што је могуће тачније поље метеоролошких параметара као што су: притисак, ветар, температура и др. Том приликом могуће је усагласити поља метеоролошких елемената једно с другим (на пример, поље притиска и поље брзине ветра) и на тај начин готово у потпуности отклонити грешке настале у процесу осматрања изворних података. Овим поступком се уз најмању вероватноћу грешке одређују поља метеоролошких елемената, на некој регуларној мрежи тачака, неопходних за поступак нумеричке прогнозе времена.

Од посебне важности у прогнози времена су и анализе сателитских снимања облака. На основу њих утврђују се количина и организација облака, да би се потом уз одговарајућу синоптичку интерпретацију на картама уочили: области поремећаја, великих вртлога, облачних спирала, струјања, зоне конвергенције итд. Овакве анализе су од велике помоћи приликом уочавања области у којима се образују циклони и таласи. У синоптичкој прогнози се прогнозира неко будуће стање поља притиска и кретања у

атмосфери, на основу чега се потом прогнозирају: кретање фронтова, падавине, температура и други релативни метеоролошки елементи.

Идеја да се прогноза времена, тј. изналажење будућег стања атмосферских поља на основу познавања неког претходног стања, у принципу може добити решавањем система хидродинамичких једначина потиче, сматра се, од Бјеркенса (Bjorkens), који је ту могућност формулисао још давне 1904. године. Први покушај остварења ове идеје учинио је Ричардсон (Richardson) током Првог светског рата. Након огромног рачунског напора он је добио сасвим погрешан резултат. Напредак у познавању метода нумеричког решавања парцијалних диференцијалних једначина, напредак у динамичкој метеорологији и, најзад, конструисање прве електронске рачунске машине 1945. године омогућили су коначно успешну нумеричку интеграцију једначине кретања. Користећи једноставан модел, Чарни (Charney), Фјортофт (Fjortoft) и Фон Нојман (von Neuman) су крајем четрдесетих година XX века израчунали прву у свету *нумеричку прогнозу времена*, тј. нумерички интеграл једначина кретања почевши од осмотрених почетних услова.

Примена метода нумеричког решавања диференцијалних једначина кретања је у метеорологији данас веома развијена. У тзв. нумеричким моделима за прогнозу времена, осим већ поменутог тзв. „динамичког дела модела", од подједнаке важности су и делови који третирају зрачење и физичке процесе у атмосфери, а који сачињавају тзв. „физички део модела". У многим метеоролошким службама редовно се овим путем рачунају прогнозе метеоролошких поља, и затим користе као основа за практичну прогнозу времена. На више места постоје и усавршавају се модели за симулацију опште атмосферске циркулације. Нумерички модели се развијају и за истраживање разних процеса мањих размера, на пример, термичке конвекције, па чак и животног циклуса грмљавинског облака. Слични покушаји се врше и у другим областима метеорологије, нпр. у проучавању атмосферског граничног слоја, итд.

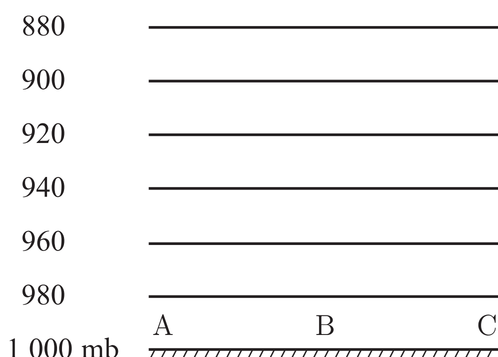
15. ЛОКАЛНИ ВЕТРОВИ. ОПШТА ЦИРКУЛАЦИЈА АТМОСФЕРЕ

У овој глави речи ће бити о локалним ветровима и општој циркулацији атмосфере. Под *локалним ветровима* подразумевају се ваздушна струјања која не досежу далеко у хоризонталном (десетак километара) и вертикалном правцу, а која настају искључиво због постојања температурног контраста између различито загрејаних делова површине земљишта или су условљени рељефом земљишта. Често се просторни размер ових појава у атмосфери назива и просторни размер појаве скале С. Локални ветрови осетно утичу на климу приобалних и планинских области, доприносећи интензивнијој размени количине кретања, влаге и топлоте у приземном слоју у хоризонталном и вертикалном правцу. Осим тога, ови ветрови могу значајно да послуже и приликом прогнозе времена на простору на коме се осећа њихово дејство.

Осим локалних ветрова, у овој глави позабавићемо се и *општом циркулацијом атмосфере*, под којом ћемо подразумевати систем постојаних ваздушних струјања великог хоризонталног просторног размера (океани и континенти), при чему она обухватају и велики део атмосфере у вертикалном правцу. За овакве врсте струјања понекад се каже да представљају појаве просторног размера А. Општа циркулација атмосфере мења се сезонски, али и из дана у дан. Познавање њених својстава је од непроцењиве важности у прогнози времена – посебно у дугорочној.

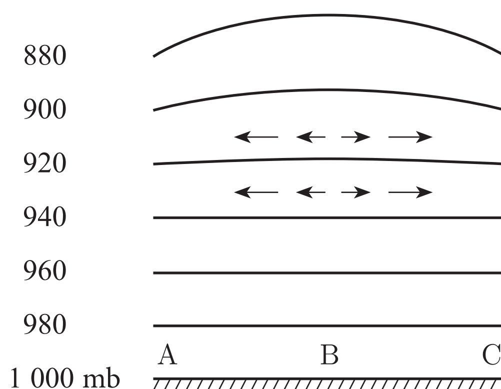
15.1 Термичка циркулација у атмосфери

До затворене циркулације ваздуха може да дође уколико се појави температурни контраст између две површине. Појава једне овакве циркулације може сликовито да се опише на следећи начин. Претпоставимо да су у почетном тренутку температура и притисак непромењени у свим делићима површине ABC (сл. 4.21), при чему се претпоставља да је оваква њихова расподела задржана и у вертикалном правцу. Због овакве расподеле притиска изобарске површине ће се пружати хоризонтално и биће паралелне са површином земљишта при којој неће бити хоризонталног градијента притиска, па ни хоризонталног кретања ваздуха. Ово исто ће да важи и за све остале изобарске површине на висинама.



Слика 4.21 Изобарске површине у одсуству хоризонталног градијента притиска

Претпоставимо да из неког разлога површина у тачки B почне да се загрева, при чему то загревање може да се преноси и на више слојеве. Изобарске површине изнад те тачке почеће да се издижу (сл. 4.22). Због тога што се барски ступањ са висином увећава, а у топлијем ваздуху он је већи него у хладном, то ће на вишим нивоима доћи до већег уздизања изобара. На вишим нивоима изнад тачке B притисак ће бити већи него изнад тачака A и C, што ће довести до појаве хоризонталног градијента притиска, који ће да успори кретање ваздуха од места вишег ка месту нижег притиска, што је на слици 4.22 назначено стрелицама.

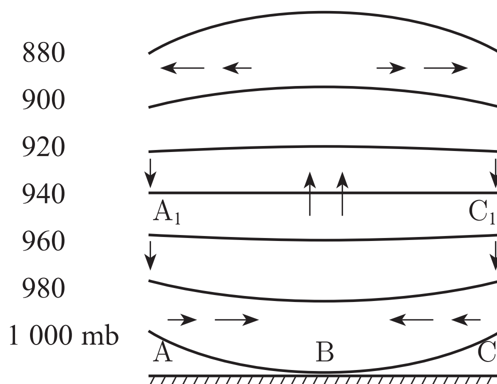


Слика 4.22 Кретање ваздуха на висинама изнад области која се загрева

Овакво кретање доводи до промене притиска и на нижим нивоима; изнад тачке B услед одлива ваздуха притисак ће да се смањује, а у тачкама A и C због прилива ваздуха притисак ће да се повећава. Сагласно оваквој расподели притиска, изобаре ће да се изнад тачке B улежу, а изнад тачака A и C – издижу. Сада ће на нижим нивоима да се појави хоризонтални градијент притиска, који ће да покрене ваздух који ће да се креће од тачака A и C према тачки B (сл. 4.23). Кривина изобара нижих изобарских површина ће да се смањује са висином, тако да ће на некој средњој висини изобарска површина A_1C_1 бити равна. Ако изобарске површине на вишим нивоима остану конвексно угнуте, онда ће се наставити одлив ваздуха из тачке B ка тачкама A и C. Тај одлив ће бити

компензован уздизањем топлог ваздуха у тачки B, док ће се изнад тачака A и C доспели ваздух спуштати ка површини земљишта.

Резиме ове приче могао би да се изведе на следећи начин. Између загрејане области (B) и незагрејаних области (A) и (C) појављује се затворена термичка циркулација



Слика 4.23 Термичка циркулација у атмосфери

која се састоји из следећих делова: изнад топле области – узлазно кретање, изнад хладније области – силазно кретање, при површини земљишта – кретање од хладније ка топлијој области и на некој висини кретање ваздуха од топлије ка хладнијој области. Циркулација овог типа може да се појави када се из било ког разлога на Земљиној површини појави температурни контраст између две области. Том приликом ће изнад хладнијег дела доћи до појаве силазних струјања, а изнад топлијег дела појавиће се узлазна струјања. При тлу ваздух ће да се креће од хладније ка топлијој области, а кретање у обрнутом смеру ће да се успостави на висини.

15.2 Локални ветрови у виду термичке циркулације

Ветар с мора и ветар с копна. Ови ветрови настају услед температурног контраста који се јавља због неједнаког загревања копна и мора или неког већег воденог басена. У току дана ветар ће да дува с мора на копно, што је познато као *ветар с мора*; ноћу је правац дувања обрнут, те отуда и назив – *ветар с копна*.

По изласку сунца копно се више загреје него море, тако да се у приземном слоју атмосфере ваздух креће од хладније ка топлијој површини тј. од мора ка копну; више овог слоја ваздух струји у обрнутом смеру – од копна ка мору. На хоризонтална кретања надовезују се вертикална; узлазна – изнад копна и силазна – изнад мора, чиме се потпуно затвара циркулација. Доњи део те циркулације је ветар с мора (сл. 4.24а). Ветар с мора се појављује у временском интервалу од 8 до 10 сати, потом се постепено убрзава, постигне максимум у брзини (5–6 m s^{-1}) после поднева, да би се постепено успорио, а затим полако ишчезао. По заласку сунца (19–20 сати), када су температуре копна и воде приближно исте, наступа кратко затишје.



Слика 4.24 Шематски приказ ветра с мора (а) и ветра с копна (б)

После заласка сунца копно се више охлади него море, тако да се тада образује циркулација која је супротна дневној; у приземном слоју ветар дува са копна на море, а у вишим слојевима – с мора на копно. Изнад мора се образује узлазно кретање, а изнад копна – силазно (сл. 4.24б). Доњи део ове циркулације је ветар са копна. Она траје 7–9 сати, али је брзина ветра мања од ветра с мора и не прелази 3–4 m s^{-1}.

Периодична циркулација овог типа је посебно изражена при великом температурном контрасту између мора и копна и при одсуству неког просторно већег адвективног померања ваздуха, које периодичну циркулацију може да учини неуочљивом. Овакви услови се обично стекну у тропским ширинама на обалама и на граници према пустињама, где је температурни контраст посебно велики. Добро развијене периодичне циркулације могу се осмотрити на обалама мора у умереним ширинама у топлијој половини године (Јадранско море, Црно море, Азовско море, Каспијско море, Балтичко море, итд.). При одговарајућим условима дневни периодични ветрови могу да се појаве и на обалама великих језера као што су Женевско, Боденско, Охридско и нека друга. Међутим, ове циркулације карактерише знатно мањи просторни размер на ком се осећа њихов утицај.

Готово по правилу ветар с мора је интензивнији од ветра с копна. Разлог лежи у чињеници да се копно знатно више загреје од мора, па је температурна разлика између њих већа током дана него ноћу. Осим тога, ваздух се током дана загреје до знатно веће висине него што се ноћу охлади, тако да је вертикални размер дневне циркулације осетно већи у дневним него у ноћним сатима. Ветар с мора обично продре неколико десетина километара у дубину копна, мада има случајева да он продре и до 180 km дубоко у копно са брзинама које досежу и до 6 m s^{-1}. У вертикалном правцу он се простире и до 800 m у умереним ширинама, а у тропским и до 1 200 m. Ветар с копна је знатно слабијег интензитета; брзина коју достигне ретко када иде преко 4 m s^{-1}, док му дубина продирања према отвореном мору није већа од 10 km, с тим што су забележени случајеви где је дубина продирања ишла и до 50 km. У вертикалном правцу тај размер је обично око 300 m у умереним ширинама и 600 m у тропским пределима.

Ови ветрови се развијају и трају релативно кратко време на ограниченом простору. Кориолисова сила не може у потпуности да делује, тако да се кретање ваздуха одвија у

правцу који је мало отклоњен од правца силе градијента притиска тј. нормално на линију додира копна и мора. С мора и с копна ветрови имају осетан утицај на образовање времена у приобаљу доприносећи: снижењу температуре ваздуха, повишењу релативне и апсолутне влажности ваздуха, нарушавању уобичајеног режима ветра и измени режима облачности и падавина.

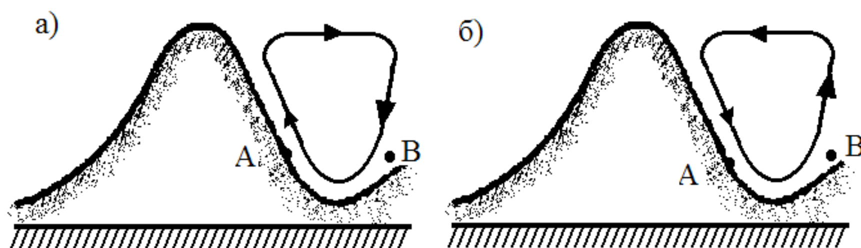
Остали ветрови термичке циркулације. Температурни контраст између две области може да настане и између других површина. Тако, на пример, између околине града и самог града могу да се појаве тзв. *сеоски ветрови*. Готово по правилу температура у ваздуху у градовима је виша него у њиховој околини, тако да овај ветар дува ка граду. Овај веома слаб локални ветар дува дуж територије града, да би потом дошло до конвергенције струјања ка центру града. Нестабилност у вертикалном правцу помаже да се тродимензионална циркулација одржи тако да и најмање разлике у температури у хоризонталном правцу доводе до појаве циркулације. За разлику од ветрова с копна и мора који представљају супротне циркулације које се настављају током 24 сата једна на другу, таква комбинација се не јавља код овог типа циркулације пошто је градска област увек топлија од околине.

У природи постоји и читав низ слабијих или интензивнијих струјања која могу да се подведу под појам термичке циркулације. Тако сваки већи пожар, као што су шумски или пожари настали горењем жбуња као и ватра настала спаљивањем жетвених остатака на великом простору, може да генерише затворене циркулације при земљиној површини.

Једна од чешћих термичких циркулација је и она која се јавља због термичког контраста између хладније унутрашњости шума и околних поља са њивским културама или ливада. Овај хладнији ветар дува током дана од ивице шуме према околним њивама и пашњацима. Супротно кретање ваздуха требало би да се појави током ноћи. Међутим, највероватније због великог коефицијента трења условљеног присуством шуме, струјање ваздуха од отвореног простора према шуми бива у потпуности заустављено испред шуме. Практично, за време интензивног израчивања тла овај ветар током ноћи може да се осети на нешто већој удаљености од ивице шуме.

15.3 Локални ветрови условљени рељефом

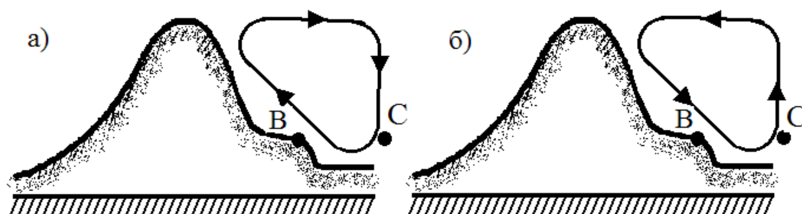
Горско-долински ветрови се појављују у многим планинским областима. Као и ветар с мора и ветар с копна, и ови ветрови имају дневни период. Сасвим су добро изражени уколико се не појави нека интензивнија адвекција ваздуха која ће да их примири. Ови ветрови се најбоље уочавају када потраје тзв. антициклонално време. До њихове појаве долази услед различитог загревања ваздуха изнад планинских падина и ваздуха који се налази на истој висини у слободној атмосфери. Током ноћи дува *горски ветар* усмерен дуж падине и даље у долину. У дневним сатима дува *долински ветар* уздижући се из долина, а потом идући уз планинске стране према врху. При описаном типу циркулације разликују се две врсте ветрова: *ветрови падина* и *горско-долински ветрови*.



Слика 4.25 Ветрови падина: а) дневни и б) ноћни

Ветрови падина дувају уз падине током дана, а низ њих током ноћи. За објашњење овог типа циркулације може да нам послужи слика 4.25а. Током дана ваздух се, на пример, у некој тачки A на падини више загреје него ваздух на истој висини на месту које је удаљено од падине (тачка B). Ово је разлог појаве хоризонталног градијента притиска који је усмерен од долине ка падини, док је у вишим слојевима атмосфере он усмерен у обрнутом смеру тј. од падине ка долини. Топли ваздух се подиже уз падину односећи ваздух из долине, на чије место долази ваздух спуштајући се из слободне атмосфере изнад долине, чиме се образује циркулација приказана на слици 4.25а.

Ноћу се због хлађења падина образује супротна циркулација (сл. 4.25б). Уз падину (тачка A) ваздух се више охлади него на истој висини у слободној атмосфери (тачка B), тако да ће сада хоризонтални градијент притиска да буде усмерен од падине ка долини, док ће на већој висини да има супротан смер. Хладан ваздух ће потећи од падине ка долини уступајући место топлијем ваздуху који ће дотицати са веће висине из слободне атмосфере. Ови ветрови дувају на простору који има мањи хоризонтални и велики вертикални размер.



Слика 4.26 Горско-долински ветрови: а) дневни и б) ноћни

Сопствени горско-долински ветрови настају у великим долинама на које се наставља равница, тако да они обухватају велико пространство (сл. 4.26). Дању се ваздух у долини (тачка B) више загреје него ваздух на истој висини изнад равнице (тачка C) због тога што је утицај загрејане падине већи на загревање ваздуха у тачки B него у тачки C (сл. 4.26а). Ноћу, супротно изнесеном, ваздух у долини ће више да се охлади под утицајем падина него ваздух изнад равнице, тако да ће доћи до појаве циркулације као што је приказано на слици 4.26б. Овај пренос ваздуха између долине и равнице priključuje се ветровима падина. Током дана ветар дува долином и даље уз падине (до-

лински ветар), а ноћу низ падине према равници (горски ветар). На некој висини ветар мења правац. Просторни размер ове циркулације је много већи од просторног размера ветрова падина који обично улазе у састав горско-долинске циркулације.

Вертикална распрострањеност горско-долинских ветрова иде од неколико десетина па до неколико стотина метара и зависи од нагиба падина и термичке стратификације атмосфере. Тако, на пример, мањи нагиб падина и повећана нестабилност атмосфере доприносе да циркулацијом буду обухваћени све виши слојеви ваздуха. Ови ветрови зависе и од ширине, дужине и оријентације долине; тако, на пример, шира долина условљава мању вертикалну распрострањеност горско-долинског ветра.

Леднички ветрови дувају дуж правца кретања ледника. Они настају због температурног контраста који настаје између охлађеног ваздуха који се налази непосредно изнад ледника и топлијег ваздуха на падинама. Ова температурна разлика остаје све време током дана и ноћи. Леднички ветар који проистиче из овакве расподеле температура ваздуха је најинтензивнији када је тај контраст највећи тј. током дана. Предвече ови ветрови утихну, да би се ноћу поново појавили. У вертикалном правцу они допиру до десетак метара, да би у екстремним случајевима достигли до висине од неколико стотина метара.

15.4 Слаповити ветрови

Локални ветрови могу да настану не само у облику термичке циркулације, већ и услед механичког поремећаја ваздушних струјања условљених рељефом области у којој дувају. Тако, на пример, при пребацивању ваздуха преко орографских препрека на наветреној страни планине дувају ветрови који у њеном подножју могу да изазову повишење температуре – ветар *фен,* или ефекат може да буде сасвим супротан тј. ветар познат под именом *бура* може да доведе до појаве снижења температуре.

Фен је сув ветар који дува на махове са врха планине према долини. Образује се при наиласку ветра на препреку која је нормална на правац његовог дувања. На наветреној страни препреке ваздух се уздиже, да би се на заветреној страни спуштао као ветар фен. Ваздух који се том приликом спушта адијабатски се загрева, тако да у долину долази као веома сув – са високом температуром и ниском релативном влажношћу, знатно вишом односно нижом него што их поседује ваздух у долини; та разлика је израженија ако ваздух долази са веће висине. За многе остале детаље везане за овај ветар као што су настанак, његова термодинамика, распрострањеност итд., читаоце упућујемо на поглавље 5.5.

Бура представља хладан ветар који на махове дува са планинских гребена на страну топлијег мора. Образује се у хладнијој половини године, када се изнад дела хладнијег континента образује поље повишеног а изнад топлијег мора – поље ниског притиска. При оваквој расподели притиска хладан ваздух почиње да се креће према мору. Ако му се на том путу испрече планински гребени, онда се он пребацује преко најнижих тако да се најчешће креће преко превоја, при чему му се, због смањеног попречног пресека простора кроз који струји, брзина осетно повећава. Због релативно мале висине превоја преко којих се ваздух пребацује, код буре је ефекат адијабатског загревања веома мали.

Бура и њој слични ветрови се појављују углавном у географским областима које се не одликују само физичко-географским специфичностима, већ и неким локалним особеностима. Међутим, на појаву овог ветра пре свега утичу велики температурни контраст између температура топлог мора и јако расхлађеног континента, с једне стране, и присуство планинских гребена који се пружају нормално на правац струјања ваздуха. Типичан пример једне такве области је северни део приморја у Хрватској испод планине Велебит, где у зимској половини године дува јак ветар који и тамо зову бура. Он се обично јавља када је висок ваздушни притисак изнад Панонске низије, а низак у северном делу Јадранског мора. Таква расподела притиска покреће ваздух коме се као препрека појављује планина Велебит, која се пружа нормално на правац струјања ваздуха. Због тога се ваздух пребацује преко Велебита долазећи у његово подножје као јак и хладан ветар, чија брзина на махове може да достигне и 60 m s^{-1}. Овај ветар је карактеристичан и за више других области, у којима је познат под другим именима као што су: *мистрал* (обала Француске у Средоземном мору), *нортсер* (Мексички залив), *сарма* (ушће реке Сарме), итд.

Ветрови отицања представљају кретање охлађеног ваздуха под дејством силе Земљине теже низ довољно дугачку и благо нагнуту падину. Типичан ветар отицања јавља се на Гренланду и Антарктику, где су посебно повољни услови за њихово образовање; високи ледени плато погодује формирању антициклона и отицању хладног ваздуха. Том приликом, осим градијента притиска, отицању и повећању брзине ветра доприноси и сила Земљине теже. Убрзању ветра доприносе и долине које се поклапају са правцем отицања ваздуха. Ветрови отицања обично настају на 700–800 km од обале, на периферији антарктичког антициклона, где већ почиње нагиб. Са приближавањем обали брзина ветра се повећава, тако да у близини обале, где је нагиб и највећи, брзина достиже вредности и до 20 m s^{-1}. У приобаљу, струјање ваздуха се разбија на мале вихоре, да би се у потпуности умирило на 3–4 km од обале.

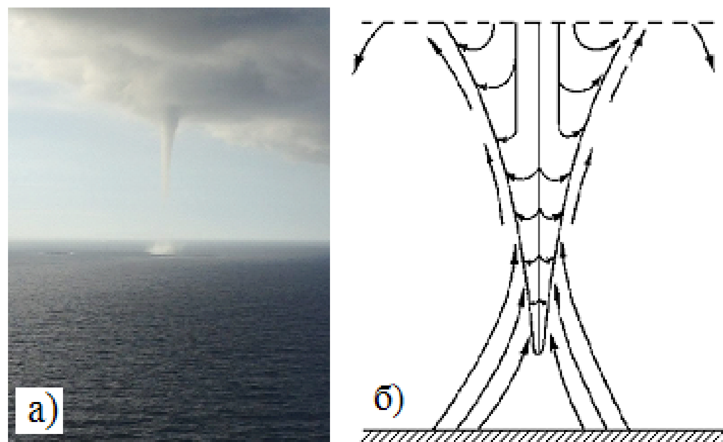
Ветрови отицања су слаповити ветрови и на махове имају велику брзину која иде до снаге урагана. Тако је, на пример, у фебруару 1951. године на Антарктику забележена средња брзина ветра износила 45 m s^{-1}. При појави оваквог ветра ваздух се адијабатски загреје и за 27 °C, како је забележено на Пионирској станици када је ветар отицања кренуо са висине од 2 700 m и почетном температуром од –47 °C, да би на обали температура ваздуха износила –20 °C.

15.5 Ваздушни вртлози

Пијавице су вихори са вертикалном осом, који настају при снажним ударима ветра или невремену и имају велику брзину ротације. Спајајући облак са копном (морем), они се премештају великом брзином тако да имају огромну рушилачку снагу. Пречник пијавице изнад водене површине достигне и до сто метара, а изнад копна и до хиљаду метара, док јој висина досеже до хиљаду метара. Пијавица изнад копна назива се *тромба*, а изнад мора – *морска пијавица*. У Америци је називају *торнадо*. Ови вртлози

се карактеришу брзим спиралним кретањем ваздуха око вертикалне осе. Практично је немогуће измерити брзину кретања ваздуха унутар вртлога, тако да се процене изводе на основу карактера рушења предмета путем вихора. Процене иду до интервала 50–100 m s^{-1}, а у јаким торнадима она достиже и до 250 m s^{-1}, при чему вертикална компонента брзине достигне вредност од 70 до 90 m s^{-1}. Због тога притисак унутар вихора опадне на свега неколико десетина паскала. Ротација ваздуха у тромбним пијавицама обично има циклонални смер, мада је осмотрена и антициклонална ротација.

Настанак пијавица и тромби већ десетинама година представља загонетку. Међутим, још увек није оповргнута тзв. Вајнерова (Wayner) хипотеза постављена још давне 1911. године, а која је до данас добила много експерименталних потврда и теоријских елаборација. По овој хипотези, пијавице настају при јакој нестабилности нижег слоја атмосфере (до 2 km) испред облака непогоде. Ту се образују вртлози са хоризонталном осом. У почетку се из облака спушта левак у виду сурле која се сужава при дну као језгро пијавице (сл. 4.27а). Вртложно кретање у језгру пијавице услед унутрашњег трења преноси се на околни ваздух. Како се оно приближава површини мора или копна, у сусрет њему подиже се стуб капљица воде или прашине и песка. Том приликом се унутар језгра образују силазна, а на његовој обвојници – узлазна струјања (4.27б). Понекад језгро пијавице додирује и саму површину земљишта, тако да при њеном пролазу грање и трава бивају увртани у земљу.



Слика 4.27 Пијавица (а) и шема струјања која се развијају у њој (б)

Пијавица која се образује премешта се са облаком брзином 30–40 km h^{-1} брзо се вртећи и усисавајући све што јој се нађе на путу: воду, камење, па чак и животиње. Прешавши неко растојање, вртлог се растура и на земљу избацује заједно са кишом све што садржи у себи. Опстајање пијавица и тромби може да потраје и по неколико сати, при чему они могу да пређу и по неколико десетина километара а изнад копна и више, изазивајући разарања, па чак и људске жртве.

Док тромба пролази атмосферски притисак брзо и знатно опадне, тако да унутар објекта он не стигне да се изједначи, па до рушења објекта долази изнутра. Такође, тромба ломи и чупа дрвеће преносећи га на већа растојања, што својом снагом може да учини и са људима и животињама. Тромбе се појављују појединачно, мада се торнада понекад могу осмотрити два и више. Међутим, пијавице се појављују у серијама које се састоје од по неколико вртлога. У Европи се тромбе појављују доста ретко, а и ако се појаве то се дешава углавном током жарких дана у веома нестабилној тропској ваздушној маси, при чему оне не достигну рушилачке размере. У Сједињеним Америчким Државама, међутим, торнада имају искључиво рушилачку снагу. Пијавице се често појављују на обали Антарктика, настајући обично при додиру топлог ваздуха који долази с мора и хладног сувог ветра који долази као ветар отицања. Тада настаје фронт, дуж кога се образују серије снажних тромби које се крећу у приобаљу.

15.6 Суховеј

У претходној глави већ смо поменули ветар суховеј говорећи о трансформацији ваздушних маса. На овом месту ћемо детаљније да га опишемо, будући да се у метеоролошкој литератури он често третира као посебан случај атмосферске суше тј. одређени комплекс метеоролошких елемената који имају највећи утицај на губитак воде из биљке.

Суховеј је ветар ког карактеришу висока температура и ниска релативна влажност. При њиховој појави температура ваздуха зна да се попне до 25 °C, а понекад и до 35–40 °C, релативна влажност се спусти испод 30% уз велики дефицит засићености (20–22 mb), брзина ветра обично достигне 5 m s^{-1}, мада зна да достигне вредност од 20 m s^{-1} са правцем који се мења од источног до јужног. Обично се јавља током лета у степама и шумско-степским областима Украјине, Казахстана и средње Азије када се у њима налази југозападни део периферије антициклона, док се у европском делу Русије налази област ниског притиска. При оваквој расподели притиска ваздушно струјање је усмерено ка западу.

Суховеј се образује при трансформацији ваздушних маса, али пре свега арктичке ваздушне масе. У горе наведене области се арктичка ваздушна маса, која има ниску температуру и малу влажност, спушта са севера идући по источној периферији антициклона. Спуштајући се на југ, она се прилично загреје тако да постане доста сува. Крећући се по јужној и југозападној периферији антициклона, она продире у шумско-степске области Русије, Украјине и Казахстана које су већ суве. Велики утицај на образовање суховеја имају и силазна струјања у централном делу антициклона, која доприносе повишењу температуре ваздуха и смањењу његове релативне влажности.

На југоистоку европског дела Русије и у Украјини, суховеји се могу осмотрити у периоду од априла па до септембра. Њихова учесталост је посебно велика у области Каспијске низије. У области која обухвата Саратов и Астрахан учесталост њихове

појаве иде и до 80 дана, док у пустињама средње Азије тај број може да достигне 180 дана.

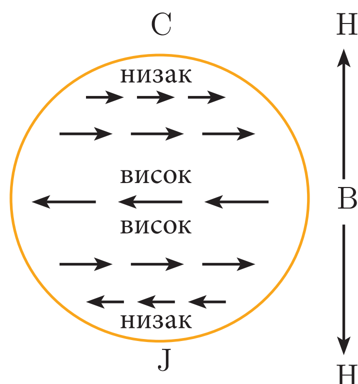
Суховеј је, као што смо истакли, метеоролошка појава која може да нанесе осетне штете пољопривреди. Он убрзава испаравање, нарушава водни биланс биљака, снижава ниво воде у рекама, итд. Висока температура, ниска релативна влажност ваздуха и велика брзина ветра условљавају интензивно испаравање са земљишта и транспирацију код биљака, што доводи до појаве суше. У оваквим условима долази до исушивања биљака чак и када је земљиште снабдевено довољном количином влаге, због тога што корен не успева довољно брзо да снабде водом надземне делове биљке. Топли ветрови слични суховеју јављају се у тропским и суптропским областима: *самум* у Саудијској Арабији, *хамсин* у Египту и *широко* у Алжиру и Тунису.

15.7 Општа циркулација атмосфере

У уводном делу ове главе дефинисали смо општу циркулацију атмосфере. Путем ње се остварује размена ваздушних маса између различитих делова Земље. Ваздушна струјања различитих особина и размера настају и бивају подржана температурним контрастом, који настаје због неједнаког загревања и хлађења Земљине површине на различитим географским ширинама, као и неједнаког загревања и хлађења копна и океана. Општа циркулација атмосфере се донекле усложњава због осетног утицаја силе трења.

Распоред токова опште циркулације атмосфере је у сваком тренутку могуће уочити на дневним синоптичким картама уколико се пажљиво погледа неколико узастопних ситуација. Недвосмислени закључак после једне такве инспекције је да општа циркулација представља један сложен систем који се стално мења. Међутим, без обзира на различитост форми у којима се она појављује, као и њену непрекидну промењивост, у њеном систему могуће је уочити неке стабилне карактеристике које се понављају из године у годину у одређеним областима. Њих је могуће уочити на основу осредњених осмотрених података, у којима се краткотрајни поремећаји у општој циркулацији атмосфере не уочавају.

У основна атмосферска кретања великог просторног размера која улазе у општу циркулацију атмосфере убрајају се: 1) ваздушна струјања на Земљиној површини или висини изазвана температурним контрастом између зона различитих ширина; 2) млазне струје; 3) ваздушна струјања у циклонима и антициклонима којима се обезбеђује размена ваздуха између различитих ширина; 4) пасати и 5) монсуни. У већем делу атмосфере токови опште циркулације су скоро увек геострофски тј. усмерени су дуж изобара. Само у слоју трења ваздушна струјања знатно одступају од изобара. Међутим, на екватору и у његовој близини, због веома малих вредности Кориолисове силе (на екватору је она једнака нули), правац кретања ваздуха се скоро увек поклапа с правцем градијента притиска.



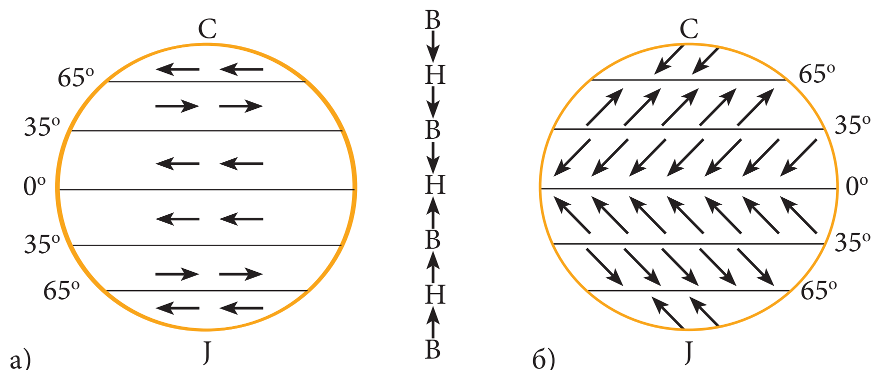
Слика 4.28 Зонална расподела атмосферског притиска и ваздушних струјања у горњем делу тропосфере и нижој стратосфери, изнад хомогене Земљине површине

Циркулација изнад хомогене површине. Размотримо за почетак циркулацију која настаје изнад хомогене Земљине површине. Када би у нижем делу тропосфере расподела температура и притисак имали зонални карактер, температура ваздуха би опадала од екватора ка половима, а у истом правцу притисак би растао. Изобаре би у том случају пратиле паралеле, а хоризонтални градијент притиска строго би био усмерен дуж меридијана, од полова ка екватору. У претпостављеном случају у горњем делу тропосфере, почевши од висине 4–5 km до око 20 km, расподела притиска је обрнута у односу на расподелу у приземљу; на екватору где је ваздух топлији притисак ће бити виши него изнад полова где је он хладнији, па према томе и хоризонтални градијент притиска биће усмерен од нижих ширина ка половима.

Пошто је по претпоставци Земљина површина хомогена, онда би и коефицијент трења био константан, тако да би ветар свуда имао исти отклон од хоризонталног градијента притиска и тај угао би био мањи од 90°. Изнад слоја трења на обе полулопте дувао би источни ветар, а изнад нивоа 4–5 km дувао би западни ветар, као што је графички приказано на слици 4.28. Само би се у уској зони око екватора ветар при Земљиној површини скоро увек поклапао са правцем хоризонталног градијента притиска, док би изнад слоја трења ветар био источни.

Циркулација у реалној атмосфери. Само у слободној атмосфери, где нема утицаја Земљине подлоге на кретање ваздуха, могуће је осмотрити претходно описану циркулацију тј. у слоју 4–5 до 20 km појављују се *западни ветрови* око полова. Међутим, у пограничном слоју атмосфере кретање ваздуха је другачије, а та различитост се јавља као последица другачије расподеле притисака условљене нехомогеношћу Земљине површине (континенти и океани), присуства баричких система и центра дејства атмосфере. На слици 4.29а приказана је шема зоналне расподеле притиска и преовлађујућих ваздушних струјања у нижој и средњој тропосфери – дакле изнад слоја трења (на висинама 1–1,5 до 4–5 km), а на слици 4.29б – у слоју трења. Између ове две слике стрелицама су назначени правци градијената притиска у одговарајућим зонама. На сликама је

узета у обзир чињеница да у слоју трења ветар има известан отклон од изобара у страну хоризонталног градијента притиска, док се са висином приближава ка изобарама пошто се изнад слоја трења јавља само геострофски ветар.



Слика 4.29 Зонална расподела притиска и ваздушних струјања у реалној атмосфери: а) изнад слоја трења, б) у слоју трења

Циркулација изнад поларних области је директно условљена вишим притиском изнад полова и ниским притиском изнад умерених ширина 60–65°. Одговарајући хоризонтални градијент притиска усмерен је дуж меридијана и то од полова ка умереним ширинама. У слоју трења ветар има отклон од градијента притиска за неки угао који је мањи од 90°, тако да он на северној полулопти скреће удесно узимајући североисточни правац, док на јужној полулопти ветар скреће улево узимајући југоисточни правац (сл. 4.29б). Градијентни ветар повећавајући отклон на 90° на обе полулопте има источни правац (сл. 4.29а). Овај источни ветар се простире до неке висине где утихне, да би потом прешао у западни ветар који преовлађује у горњој тропосфери и нижој стратосфери. Осматрања показују да се изнад Антарктика источни ветар распростире на већој висини него изнад Арктика, али на висини од око 6 km прелази у западни ветар.

Циркулација у умереним ширинама је одређена градијентом притиска усмереним од суптропских ка вишим географским ширинама. То је разлог због чега у овим ширинама ветар има западни правац (сл. 4.29а). У умереним ширинама овај правац је карактеристичан за целу тропосферу изнад слоја трења, да би у њему на северној полулопти постао југозападни а на јужној полулопти северозападни (сл. 4.29б).

У стварности је описана општа циркулација атмосфере у умереним и високим ширинама условљена циклонском активношћу. На овим ширинама настају, развијају се и премештају атмосферски поремећаји – циклони и антициклони. Они се обично крећу у правцу општег преноса ваздуха у средњем и горњем делу атмосфере тј. од запада ка истоку. У том кретању циклони се померају ка вишим ширинама (60–65°) где образују поље ниског притиска, док се насупрот њима антициклони при свом кретању померају на страну нижих ширина где образују суптропску зону високог притиска.

Оба атмосферска система, циклони и антициклони, нарушавају зоналност опште циркулације, условљавајући на северној полулопти кретање ваздуха у правцу казаљке на сату (антициклони) или супротно казаљци на сату (циклони). На западном крају циклона и источном крају антициклона развијају се хладне ваздушне масе чије је кретање усмерено од севера ка југу; насупрот овом кретању, на источном крају циклона и западном крају антициклона образују се струјања топлог ваздуха од југа ка северу. Оваквим кретањима образује се размена ваздушних маса у меридионалном правцу, при чему је очигледно да премештање циклона и антициклона у умереним и високим ширинама има зоналну компоненту, од запада ка истоку и меридионалну компоненту – од југа ка северу. У овом кретању преовлађује зонална компонента, што се манифестује у општем западном транспорту ваздуха у слободној атмосфери. Осим ове хоризонталне циркулације ваздуха долази и до вертикалне циркулације. До ње долази при образовању фронтова у циклонима када се хладан ваздух спушта подвлачећи се под топли ваздух.

Циркулација у тропским ширинама. Пасати. У тропским ширинама хоризонтални градијент притиска усмерен је од суптропског појаса високог притиска ка екваторском појасу ниског притиска (сл. 4.29а), тако да овде градијентни ветар има источни правац. Заједнички назив за ове ветрове је *пасати* или *тропски источни ветрови*, како их још називају. Због трења у близини Земљине површине њихов правац заклапа известан угао у односу на изобаре и то на страну ниског притиска, тако да на северној полулопти имају североисточни а на јужној југоисточни правац (сл. 4.29б).

Пасати не обухватају Земљину лопту у непрегледној траци. Суптропски појас високог притиска се растура на појединачне антициклоне, који се налазе изнад океана и издужени у ширину. Пасати представљају ваздушна струјања на екваторској периферији суптропских антициклона. На северној полулопти ваздух у антициклону се креће у смеру казаљке на сату тако да пасати, ветрови са његове јужне периферије, имају североисточни и источни правац. На јужној полулопти ваздух у антициклону се креће у правцу који је супротан кретању казаљке на сату тако да пасати, ветрови на његовој северној периферији, имају југоисточни и источни правац.

Пасати су стабилни ветрови који не мењају правац у току године. Њихова брзина износи 5–6 m s^{-1} при Земљиној површини, док у просеку њихова вертикална распрострањеност износи 2–4 km, са тенденцијом њеног увећања према екватору. Пасати су посебно изражени изнад океана. У близини екватора источни ветрови (слике 4.28 и 4.29) дувају у њеној тропосфери и нижој стратосфери. Међутим, тамо где пасати не досежу врх тропосфере, ветар изнад њих има западни правац, понекад са незнатним отклоном у страну виших географских ширина.

Млазне струје. Млазну струју представља снажна уска струја ваздуха, са скоро хоризонталном осом, која се налази у горњој тропосфери или доњој стратосфери и коју карактеришу велики хоризонтални и вертикални градијенти брзине ветра. На пример, доња граница брзине ветра у близини осе млазне струје износи 30 m s^{-1}. Млазне струје откривене су почетком четрдесетих година XX века. Тада је уочено да су авиони, који су летели на висинама од 8 до 10 km брзинама 300–400 km h^{-1}, више пута упадали у зону

јаких ветрова губећи брзину. Било је случајева да су ветрови били толико снажни да су авиони губили брзину остајући скоро непокретни. Ово је био разлог за веће занимање за ову врсту струјања која је уочена у готово свим областима Земље.

Млазна струја се образује изнад фронталне зоне, где је хоризонтални градијент температуре посебно велики а хоризонтални градијент притиска брзо расте с висином условљавајући појаву веома великих брзина. Максимална брзина ветра уочена је на оси млазне струје и она у просеку износи 45–55 m s^{-1}; међутим, осмотрене су и брзине од око 200 m s^{-1}. Ширина млазне струје креће се у интервалу од 300 до 3 000 km, али у већини случајева не прелази 1 000–2 000 km. У вертикалном правцу њене димензије досежу до неколико километара. Дужина, пак, достиже и неколико хиљада километара, а понекад обухвата и целу Земљину лопту. Висина млазне струје изнад Земљине површине креће се од 6 до 12 km у вантропским ширинама па до 11–16 km у суптропским. У стратосфери млазне струје се јављају на висинама 25–35 km.

Млазне струје најчешће могу да се осмотре изнад: европског дела Русије и западног Сибира, у појасу 50–60° с. г. ш., а такође изнад Монголије, Кине и Јапана. Јаке млазне струје се често појављују изнад источне обале Сједињених Америчких Држава и изнад Британских острва. Није потребно посебно истицати одакле потиче велики научни и практични интерес за проучавање млазне струје. Оне дуж Земљине лопте преносе различите примесе, као што су продукти радиоактивних распада, честице прашине и пепела. Посебно, млазне струје могу да задају проблеме авионима смањујући или повећавајући њихову брзину. И не само на тај начин. Унутар млазне струје развија се интензивна турбуленција која може да изазове подрхтавање авиона без обзира на његове димензије.

Монсуни су стабилна ваздушна струјања која се појављују у појединим областима Земље два пута у току године, мењајући том приликом правац. Иначе, њихов назив потиче од арапске речи *маусин*, што значи годишње доба. У свакој монсунској области постоје зимски и летњи монсуни, чији су правци дувања супротни. Ипак, ни лети ни зими основни правац монсуна се не одржава непрекидно из врло једноставног разлога што се монсунска циркулација често јавља као део опште циркулације атмосфере, тако да је повезана и са неким другим елементима. Из тог разлога лети а и зими, осим преовлађујућих праваца, могу да се уоче и неки други правци дувања. У прелазним сезонама (пролеће и јесен), када долази до смене монсуна, режим ветрова се у потпуности нарушава.

Монсунска циркулација мења свој правац у зависности од промене расподеле атмосферског притиска тј. када преовлађујући хоризонтални градијент притиска нагло промени свој правац. То значи да се монсуни могу осмотрити у областима где у једном делу године преовлађује циклон или антициклон, док у другом делу преовлађују супротни барски системи. Готово по правилу тамо где је у току обе сезоне фреквенција смене циклона и антициклона велика, режим ветрова је осетно нарушен. То је разлог због чега изнад великог дела Европе није могуће осмотрити монсуне. Постоје две врсте монсуна: тропски или екваторски и вантропски.

Тропски монсуни настају као последица летњег премештања екваторске зоне ниског притиска у више ширине северне полулопте и њеног зимског повратка ка екватору, а

делимично повратка и на јужну полулопту. Следствено томе, долази до померања и суптропских циклона. Због наведеног сезонског померања центара дејства у неким областима екваторских ширина долази до нагле промене правца ветра из сезоне у сезону. Зимски североисточни монсун у Индији и Африци се поклапа с пасатима и убрзава их. Насупрот томе, летњи југозападни монсун у потпуности нарушава режим североисточних пасата. Посебно стабилна монсунска циркулација се јавља тамо где су велики хоризонтални градијенти притиска тј. где су велики градијенти температуре. Посебно, монсуни су изражени у северном делу Индијског океана и у јужној Азији где су међусезонске промене температуре изражене, пошто се азијски континент јако загреје лети а охлади зими.

Вантропски монсуни. Објашњење за њихову појаву у основи је повезано са чињеницом да се изнад неких континената зими задржавају стабилне области повишеног притиска, а лети области ниског притиска. То је разлог због чега се у току године нагло мења правац циркулације ваздуха. Оваква ситуација посебно може да се уочи на источној обали Азије. Ту су током зиме због антициклонске циркулације изнад копна ветрови усмерени од обале ка мору. Лети, када се изнад копна убрзава циклонска циркулација, ветрови дувају са мора ка копну. Овакви ветрови могу да се осмотре на Далеком истоку у Кини и Јапану.

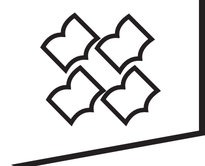
Монсуни имају осетан утицај на време и климу. На пример, на Далеком истоку зимски северозападни монсун доноси сув и хладан континенталан ваздух који може да знатно снизи температуру ваздуха чинећи зиму веома оштром. Лети, пак, југоисточни монсун, долазећи са океана и Јапанског мора, доноси прохладни ваздух који доприноси појави велике количине падавина и честих магли. Летњи тропски монсун у јужној Азији такође доноси огромне количине падавина.

15.8 Коришћење енергије ветра

Ветар практично представља неисцрпан и стално обнављајући извор енергије. Колики је то потенцијални извор енергије можда најбоље илуструје једна процена да на територији Русије, при тренутном стању технике, тај потенцијал износи десет милијарди киловат-сати. Коришћење енергије ветра има дугу историју, која је почела а задржала се у понешто измењеном облику и до данас преко употребе једрењака и ветрењача. Међутим, и поред великог искуства људи у данашње време доста пажње посвећују истраживањима техничких детаља везаних за коришћење енергије. Пре свега, коришћење енергије ветра је отежано због тога што се његова брзина мења у широком опсегу вредности, при чему додатну компликацију представља и честа промена правца ветра. Коначно, ветар није могуће акумулисати и потом га користити као што је то случај са водом, угљем и другим изворима енергије. Савремене ветротурбине су тако конструисане да могу да раде при брзинама ветра од 2 m s^{-1} па до сасвим великих вредности. Положај лопатица ротора турбине аутоматски се прилагођава променама брзине и правца ветра. Није наодмет да се каже да су сви технички детаљи везани за акумулацију енергије ветра економски још увек далеко од жељеног нивоа када је мо-

гућа њихова стална употреба. Ово је разлог због чега се енергија ветра користи у оним областима људске делатности где су дозвољени прекиди у снабдевању енергијом. То је често остварљиво у пољопривреди, где се енергија ветра најчешће користи за: допунско осветљење појединих производних целина, система за наводњавање, снабдевање водом области удаљених од река и језера, сушење зрна, уситњавање сточне хране и много чега другог. Предност изградње електростаница састоји се и у томе што се оне могу сместити на више места, чиме се елиминише проблем преноса енергије на веће даљине.

За рационално коришћење енергије ветра на неком месту потребно је поседовати вишегодишње податке о режиму ветра приказане, на пример, у виду изолинија брзине ветра по одређеним периодима. На основу њих могуће је да се одреде периоди у години који су повољни за коришћење енергије ветра, најпогоднији тип ветротурбина, број дана када ветротурбина не може да ради, итд.

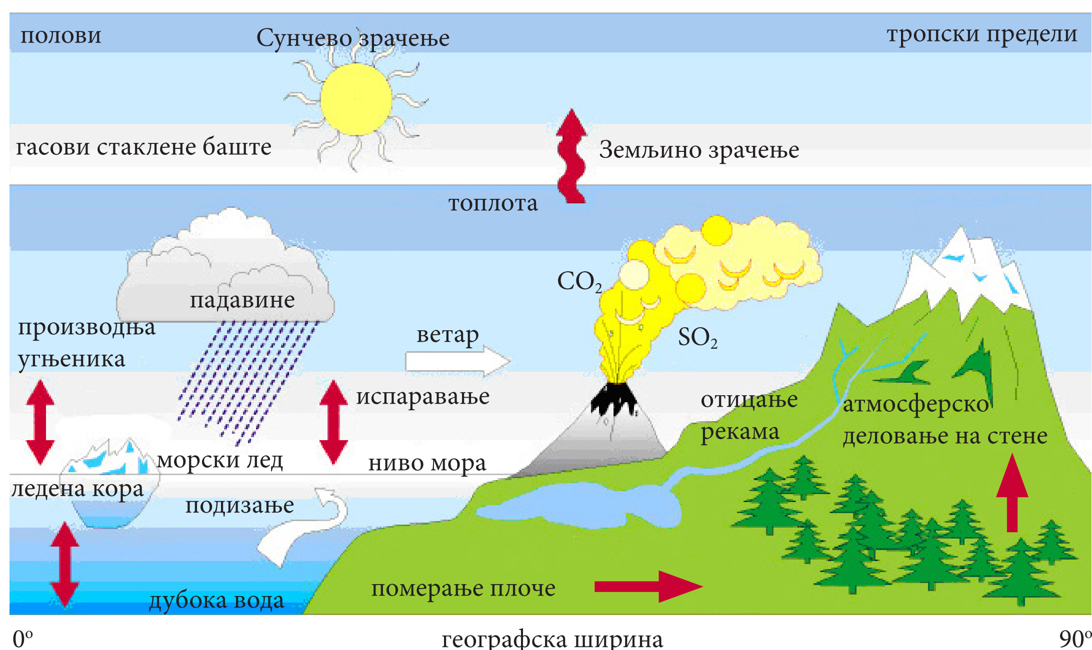


ДЕО V

ВРЕМЕ, КЛИМА И ЖИВОТНА СРЕДИНА

16. ОПШТИ ПОЈМОВИ О КЛИМИ

У овој глави пажња ће бити посвећена општим појмовима везаним за дефиницију климе, како је то изнето у првој глави. Осим ове дефиниције, у задњих сто година понуђено је и доста других које су се углавном незнатно разликовале од наведене. За приступ који ће бити заступан у овој глави можда је упутно да наведемо дефиницију коју је дао Рубинштајн (Rubinstein, 1952), у којој се под климом подразумева „просек карактеристика временских процеса, који су проузроковани Сунчевим зрачењем, особинама подлоге и атмосферском циркулацијом која је зависна од њих", као што је графички приказано на слици 5.1. Ова дефиниција доста јасно указује управо на оне елементе који узрокују климу и који се данас најчешће третирају преко атмосферских модела са незаобилазним физичким моделима и шемама који су у њима садржани. Захваљујући прогресивном развоју рачунарских техника и рачунара, управо је тај тзв. „моделарски" приступ веома моћно средство у проучавању климе. Он нам омогућава да избришемо ону границу која постоји у методолошком смислу у проучавању времена и климе. Међутим, ми се на овом месту нећемо бавити описом и начинима примене таквих техника у проучавању климе, остављајући то за неке друге прилике. Идеја нам је да на један описан начин дамо дефиниције и приказ климатских елемената, фактора и модификатора незаобилазних компоненти при проучавању климе.



Слика 5.1 Графички приказ Земљиног климатског система

Климатологија се дели на: *ойшту климатолоīију* и *климатоīрафију*. Општа климатологија проучава физичке основе климе, а климатографија се бави приказом климе појединих области. Како се клима осим у простору мења и у времену, унутар климатологије су се развиле и *йалеоклиматолоīија*, која проучава климу (далеке) прошлости, као и *историјска климатолоīија*, која се бави климом у холоцену (најновије доба, од 10 000. п.н.е. до данас).

16.1 Подела климе

Када говоримо о клими, подразумева се да се том приликом мисли на вишегодишњи режим времена. Такође, неспорно је да клима представља једну од физичко-географских одлика просторне целине и да чини њену значајну компоненту. Она може да се проучава за простор који обухвата атмосфера или земљиште, тако да може да се говори о клими атмосфере и клими земљишта.

Клима атмосфере се обично односи на слој ваздуха у атмосфери до висине 10–12 km – висине на којој се појављују облаци тј. до просечне висине тропосфере. Пошто клима атмосфере од настанка човека утиче на све врсте његове делатности, онда је и природно да се, већ према потребама, може проучавати у различитим просторним размерама као што су планетарне, локалне или, пак, микроразмере. Отуда се као природна намеће подела климе на: макроклиму, мезоклиму, топоклиму и микроклиму.

назив	просторни размер (km)	висина (km)	пример	карактер
макроклима	100 –10 000	10–12	Панонска низија	географски
мезоклима	1–100	10–12	град	географски
топоклима	0,1–1	1	падина брда	географски
микроклима	0,0001–0,1	0,1	њива	агеографски

Табела 5.1 Подела климе према просторном размеру

Макроклима се односи на климу у планетарним размерама – на климу Земље, као и на климу већих просторних целина – тундре на неком континенту, неке веће степске области, неке веће пустиње или климу изнад неког већег мора или океанских области итд. Том приликом, у области за коју се прати макроклима, могуће је да она буде састављена од великог броја мезоклиматских типова, при чему: а) један од њих је доминантан или б) нема изразите доминације ниједног од њих. Праћење и проучавање ове макроклиме везано је за резултате вишегодишњих осматрања метеоролошких елемената и појава на стандардним метеоролошким станицама, које се налазе у географској целини за коју разматрамо климу. Израда климатских студија и атласа појединих земаља,

за потребе пољопривреде али и других људских делатности, представља један пример проучавања макроклиме.

Мезоклима или *локална клима* се односи на климу мањих области које сачињавају самосталну географску целину као што су: речна долина, језеро и његова ужа околина, брдо, шумски комплекс, град итд. Мезоклима сваке од побројаних географских целина представља једну од многобројних компоненти. За њено проучавање није довољно да се користе осматрања са стандардних метеоролошких станица. Она морају да буду потпомогнута резултатима тзв. специјалних метеоролошких мерења. Тако, на пример, ако се проучава клима неког града, онда се специјалне метеоролошке станице постављају на карактеристична места у граду: у најниже и највише зоне у граду, у његове густо и слабије насељене делове, у паркове, у области језера, у индустријске зоне итд. При оваквим мерењима, када је потребно да се измере и профили појединих метеоролошких елемената, од посебног значаја су аутоматске метеоролошке станице, како стационарне тако и покретне.

Тоӣоклима је одредница коју је увео Торнтвајт (Thornthwaite). Она се односи на климу малих површина као што су: шумски пропланак, ветрозаштитни појасеви и поља између њих, падина неког брда, итд. Дакле, то је клима области која у географском смислу још увек чини целину. Топоклиматска проучавања заснивају се на подацима осматрања једне (најближе) стандардне метеоролошке станице и неколико специјалних метеоролошких станица постављених на карактеристична места у области за коју се топоклима проучава.

Микроклима се односи на климу површина малих агеографских целина као што су: ливада, њива, складишни простори, делови града, итд. Особености микроклиме изабране области најизразитије су у најнижем приземном слоју ваздуха при јасном и тихом времену. При облачном и ветровитом времену и на висини од неколико метара изнад површине земљишта, особине микроклиме уочене области се радикално мењају, а често и нестану. Микроклиматска проучавања, слично као и топоклиматска, заснивају се на подацима осматрања једне (најближе) стандардне метеоролошке станице и неколико специјалних метеоролошких станица. Међутим, уколико се ради о микроклими неког складишног објекта или, пак, биљке или цвета, онда се у ту сврху користе резултати микрометеоролошких мерења по посебно утврђеној методологији мерења и обраде података.

Горе наведена подела климе атмосфере може и другачије да се прикаже (табела 5.1), на пример преко просторног размера области за коју се клима проучава. Тако се макроклима односи на просторни размер од 100 до 10 000 km, мезоклима на простор од 1 до 100 km, топоклима на простор од 0,1 до 1 km и, коначно, микроклима се односи на простор од 0,0001 до 0,1 km. Оваква подела је изведена на основу метеоролошких процеса и појава који су доминантни за разматрани просторни размер. Но, и поред тога је очигледно да је ова подела оријентациона и тако и треба да се схвати.

Земљина површина и горњи слојеви земљишта до дубина до којих се осећа дневно и годишње колебање температуре имају велику улогу у загревању и хлађењу ваздуха изнад земљишта, у контроли садржаја водене паре у приземном ваздуху, као и другим

процесима који се одигравају у ваздуху. Отуда површина земљишта и његови горњи слојеви имају велики утицај на формирање климатских карактеристика неког места. Из наведених разлога, упоредо са проучавањем климе атмосфере, проучава се и *клима земљишта*. Свакако да она има доста заједничког са климом атмосфере али има и својих специфичности, посебно у погледу свог формирања, које је чине предметом посебног проучавања. Ова клима се формира у земљишту које чини један биоминеролошки систем, који ни изблиза није тако хомоген као атмосфера. Док она може да буде релативно хомогена на великом простору, дотле је земљиште хетерогено на много мањем простору. Не треба, такође, сметнути с ума ни чињеницу да су физички процеси који се одигравају у земљишту сасвим различити од оних који се одигравају у атмосфери. Коначно, на климу земљишта у великој мери утичу: а) присуство вегетације и снега као природних покривача, присуство кореновог система и остатака вегетације, микроорганизми и присуство другог живог света и б) делатност човека која се манифестује кроз подизање биљних засада, примену агротехнике у обради земљишта, наводњавање и подизање разних објеката.

16.2 Климатски елементи и климатски чиниоци

Време, као тренутно стање атмосфере изнад неке области, изражено је као комбинација великог броја елемената, нпр. температуре ваздуха, Сунчевог зрачења, притиска, испаравања, влажности ваздуха итд., тако да би било сасвим коректно да се каже да је време стање метеоролошких елемената за један кратак временски период, као што је већ истакнуто. Уколико се елементи који сачињавају време обраде за дуги низ година (а пожељно је да тај низ буде што дужи) израчунавањем њихових средњих вредности, онда се добијају *климатски елементи*. На основу тако добијених просечних вредности климатских елемената за неку област могуће је саставити њену климатску „слику”. Свакако да се овде ради о једном класичном приступу, који ни данас није изгубио на актуелности када је у питању проучавање климе. Постоји и други приступ у креирању климатске слике. Он би могао да се окарактерише као проучавање типова времена који условљавају средње вредности метеоролошких елемената и појава.

Углавном, климатски елементи се могу поделити у четири групе и то: космичке, телурске, геолошке и метеоролошке. У *космичке елементе* спадају: Сунчево зрачење, као и краткоталасно зрачење неба, док у *телурске елементе* долазе: Земљино зрачење и противзрачење атмосфере, количина радиоактивног зрачења, садржина прашине и других честица у ваздуху. Под *геолошким елементима* подразумевају се: пропустљивост Земљине површине за Сунчево зрачење и краткоталасно зрачење неба и температурна и топлотна проводљивост земљишта, док групу *метеоролошких елемената* сачињавају: температура земљишта и ваздуха, атмосферски притисак, влажност ваздуха и земљишта, испаравање, облачност и дужина трајања Сунчевог сјаја, падавине и снежни покривач (висина и дужина трајања), ветар (правац и брзина), електрицитет у ваздуху.

Вратићемо се за тренутак на Рубинштајнову дефиницију климе изнесену у претходном поглављу. У њој се јасно издвајају три групе чинилаца који условљавају расподелу климатских елемената, која варира од области до области и од сезоне до сезоне. Ти чиниоци се називају *климаӣски чиниоци* и могу да укључују: астрономске, географски, метеоролошке. У *асӣрономске* климатске чиниоце спада Земљина ротација, што се манифестује кроз промену угла под којим Сунчеви зраци падају на одређени упоредник у току дана и године; код *ӣеоӣрафских* то су: географска ширина, општи распоред копна и воде, надморска висина, рељеф земљишта, врста подлоге и врста вегетационог покривача, а *меӣеоролошких*: особине атмосферске циркулације (ветрови из разних праваца) и смена ваздушних маса, особине атмосфере (садржина водене паре, угљен-диоксида, озона и разних честица), облачност и падавине (које изазивају неке промене код температуре). Овој групи климатских чинилаца треба придодати и једну нову, чија би одредница била – *анӣроӣолошки чиниоци*. Њихов утицај на климатске елементе директно проистиче из човекове делатности којом се изазивају позитивне и негативне промене на глобалном (емисија гасова стаклене баште, крчење шума на великим површинама итд.) и регионалном или, пак, локалном плану (мелиоративни захвати, подизање биљних засада, изградња урбаних средина, измена структуре биљног покривача итд.). У новије време овај чинилац постаје доминантан када је у питању измена климе. Овој чињеници се посвећује посебна пажња у климатским моделима којима се симулирају процеси за које се претпоставља да доводе до климатских промена.

16.3 Климатски модификатори

Питање о начину образовања климе постављено је већ одавно. Очигледно је да на то, у већој или мањој мери, утиче више чинилаца. Уочено је да Сунчево зрачење и карактер подлоге највише доприносе образовању климе. Отуда и појам тзв. *соларне климе.* Под њом се подразумева она клима која би била на Земљиној површини под условом да је Земља хомогена, тј. да је цела Земљина површина састављена или само од равног копна униформних топлотних карактеристика, или од воде, и без атмосфере изнад ње. Тада би расподела топлоте на Земљи зависила једино од количине краткоталасног Сунчевог зрачења и Земљиног зрачења. У том случају, у сва места на истим географским ширинама доспевала би иста количина краткоталасног зрачења, а одлазила иста количина Земљиног зрачења. Оваква расподела зрачења за последицу би имала исте температуре земљишта и ваздуха. Количина топлоте коју би примила места на Земљи зависила би: а) од интензитета Сунчевог зрачења, б) од висине Сунца и в) од дужине дана. Слика једног овако идеализованог система у погледу климе не би се изменила ни ако би изнад Земље ваздух био сув тј. без водене паре. У том случају, само би се незнатно изменила расподела топлоте изнад уочене области.

За климатске појаве била би меродавна једино географска ширина, пошто интензитет Сунчевог зрачења зависи од географске ширине, односно од угла под којим његови зраци падају на површину земљишта. Сваки упоредник имао би одређену температуру

ваздуха и изотерме на Земљиној површини биле би паралелне са упоредницима, дакле пружале би се правцем запад–исток. Климатске прилике би биле много једноставније и све би се климатске појаве мењале правилно. Могло би лако да се израчуна колику би количину топлоте примило свако место на Земљи у ма ком дану године. Тако би у исти дан сваке године неко место добијало исту количину зрачне енергије, а појаве које су у вези са том примљеном количином топлоте понављале би се сваке године у тај исти дан на исти начин. Наравно да овако идеализована слика система Земља–атмосфера у ком влада једна врста идеалне климе даје делимичан одговор на питање о образовању климе.

Стварна клима је очигледно другачија. Она је у односу на соларну климу мање-више измењена, пошто Земљина површина није хомогена већ је састављена из копна (са присутном орографијом) и воде. Сем тога, Земља није гола већ је покривена шумом или ниском вегетацијом, а вода се осим у течном агрегатном стању јавља и у виду леда. С друге стране, ваздух у атмосфери није потпуно сув, већ има у себи мање или више водене паре, док на океанима има топлих и хладних водених струја. Такође, изнад целе Земљине површине има топлих и хладних, затим влажних и сувих ваздушних струја. Присуство свих побројаних нехомогености у односу на горе описан идеализован систем Земља–атмосфера утиче на расподелу топлоте на њеној површини. То значи да топлотно стање ваздуха у неком месту не зависи само од Сунчевог краткоталасног зрачења и Земљиног зрачења, већ и од размене топлоте која се обавља како струјањем ваздуха тако и морским струјама између различито загрејаних предела на Земљи. Све су ово важни чиниоци који утичу на соларну климу, мењајући је у *физичку* или реалну климу разних делова Земље. Према већ изнесеном, целокупно дејство разних климатских чинилаца на извесном месту даје као резултат физичку или реалну климу. Ови климатски чиниоци су у ствари *климатски модификатори* који модификују соларну климу, претварајући је у физичку или реалну. Што је већи утицај климатских модификатора, већа је разлика између стварне и соларне климе. А у томе се изражава утицај климатских модификатора. Према величини утицаја на соларну климу они могу да се поделе на климатске модификаторе првог, другог и трећег реда.

У *климатске модификаторе првог реда* спадају: а) неједнака расподела копна и мора на Земљи, б) величина и облик континената са разуђеношћу обала и в) суседство топлих и хладних морских и океанских водених струја. Ови модификатори изазивају велике промене у соларној клими и утичу на формирање стварног поднебља односно климе, како у појединим местима тако и у појединим пределима.

У *климатске модификаторе другог реда* спадају: а) висина и правац пружања планинских ланаца и б) рељеф земљишта и експозиција места тј. положај места према Сунчевим зрацима. Ови модификатори модификују само услове соларне климе на копну.

Као *климатски модификатори трећег реда* јављају се: вегетација (пре свега шуме), затим језера, снежни покривач итд. Често поједини модификатори трећега реда могу знатно више да утичу на климу од модификатора другог реда.

Сем ових напред наведених, постоји још и један значајан модификатор који не би могао да се уврсти у неку од напред наведених група, а то је Земљина ротација.

У наредним поглављима укратко ће бити приказан утицај појединих климатских модификатора на измену соларне климе. Прво ћемо да опишемо дејство Земљине ротације као климатског модификатора, а затим ћемо то да урадимо и за дејство појединих модификатора првог, другог и трећег реда.

16.4 Утицај Земљине ротације на климу

Услед Земљине ротације ваздушне масе не струје у правој линији од места високог ка месту ниског ваздушног притиска већ скрећу, и то на северној полулопти удесно, а на јужној улево од правца хоризонталног градијента ваздушног притиска. Ово се, као што је истакнуто, догађа под утицајем Кориолисове силе која је последица Земљине ротације.

Дејство Кориолисове силе нарочито се испољава код сталних ветрова пасата и антипасата. Када не би било Земљине ротације, онда би ови ветрови имали меридијански правац. Антипасати би на висини дували од екватора према половима, а пасати од полова према екватору. Значи, топао ваздух би од екватора на извесној висини струјао према половима, а хладан у приземљу од полова према екватору. Овакво стално струјање ваздушних маса би чинило климу доста једноставнијом него што она у ствари јесте.

Међутим, како антипасати скрећу од правца градијента, догађа се следеће. Са удаљавањем од екватора дејство Кориолисове силе је све веће, тако да антипасати скрећу све више према истоку. Када антипасати дођу до 30° географске ширине, они су већ толико скренули на исток да приближно имају правац запад–исток. Тада на њих скоро више и не делује сила градијента притиска у правцу екватор–полови, већ преовлађује Кориолисова сила у правцу запад–исток. Услед тога у појасу око 30° географске ширине (на обема полулоптама) антипасати морају да се спуштају према Земљи. Ваздух се у приземљу нагомилава и образује се стални појас високог ваздушног притиска. У овом појасу, као што је познато, влада тихо, ведро и суво време (суптропске тишине), што је баш последица Земљине ротације.

Од високог ваздушног притиска изнад суптропских ширина дувају према екватору пасати, а према половима (односно према 60° географске ширине) западни ветрови. И ови ветрови су последица Земљине ротације, односно нагомилавања ваздушних маса изнад суптропских ширина. Исто тако, последица Земљине ротације је и скретање ових ветрова од правца хоризонталног градијента атмосферског притиска. И не само скретање ових ветрова, већ скретање и поларних ветрова настаје услед Земљине ротације, тако да они не дувају од полова до око 60° географске ширине у правцу меридијана, већ имају скоро источни правац.

На основу напред изнетог се види да Земљина ротација, односно Кориолисова сила, има веома велики утицај на општу циркулацију ваздушних струја изнад Земље, а на тај начин и на климатске карактеристике. Јер као што је напред изнето, ветрови доносе климатске особине из оних предела одакле долазе. Узмимо нпр. случај да стални ветар

услед свог скретања наилази на неко веће језеро и прелази преко њега. Ако је дотични ветар био сув, по прелазу преко језера постаће влажан и при даљем кретању условљаваће влажну климу, што не би био случај да ветар није скренуо.

Измена климатских услова услед Земљине ротације нарочито се испољава код топлотних односа на Земљиној површини, као и код расподеле падавина, која је знатно поремећена нарочито у суптропском појасу. У овом појасу се уместо постепеног смањивања количине падавина према половима наједном наиђе на суве крајеве, а затим према вишим географским ширинама количина падавина почне нагло да се повећава. Можемо слободно да закључимо да је Земљина ротација узрок пустињске климе на суптропским ширинама.

Земљина ротација још утиче да се неједнакости у расподели атмосферског притиска на Земљи дуго одржавају, посебно на вишим географским ширинама. Према томе, ротација помаже и одржавању јачих климатских контраста и већих климатских разлика.

16.5 Утицај копна и мора на климу

На истој географској ширини море се под утицајем Сунчевог зрачења мање загрева него копно. Ово долази услед тога, као што је већ истакнуто, што се вода другачије загрева него копно. Пре свега, специфична топлота воде је већа него код копна, па се она спорије загрева али и спорије хлади него што је то случај с копном. Надаље, када је копно у питању, треба имати на уму да уколико је оно влажније утолико је већа и његова специфична топлота. Из тих разлога његова специфична топлота расте са дубином мање или више већ према порасту влажности ваздуха. Стога ће и температура копна, при истој количини Сунчевог зрачења, бити знатно виша него температура воденог слоја. Сем тога, познато је да Сунчево зрачење не може да продре дубље у унутрашњост земљишта, већ бива апсорбовано од стране активног апсорпционог слоја, изузев оног зрачења које буде одбијено од површине земљишта. Зато ће ово апсорбовано зрачење да се утроши на загревање активног површинског слоја.

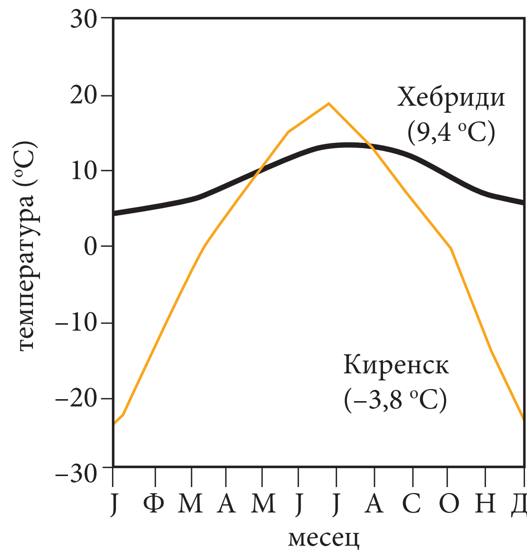
Међутим, код воде ствар стоји другачије. Сунчево зрачење се више рефлектује на води него на површини земљишта. Вода је донекле дијатермна и пропушта Сунчево зрачење у току дана и до око 20 метара дубине. Наравно, при проласку кроз воду оно бива апсорбовано од воде и његов интензитет слаби, а вода се загрева. Највише зрачења ће да се апсорбује на активној апсорпционој површини, али ће то бити у мањем износу него на копну под истим условима. И овај мањи износ зрачења, који је апсорбовао површински слој воде, не искористи се у потпуности на загревање воде, већ се један део троши на испаравање са водене површине. Поред тога, ветар који дува изнад воде производи у води турбуленцију, која загрејану воду од горње површине носи у дубину. На тај начин мања количина топлоте се распоређује у води на већу масу него што је то случај код копна. Стога је температура водене површине знатно нижа од температуре копнене површине. Ово је разлог због чега се вода приликом зрачења спорије и слабије хлади него копно. Зато се копнене површине, при истом интензитету Сунчевог

зрачења, брже и више загревају дању, а исто тако се ноћу брже и више хладе него, пак, водене површине.

Промена температуре подлоге условљава и промену температуре ваздуха изнад те подлоге, што је детаљно описано у другом делу књиге. Та промена температуре ваздуха би могла да се укратко опише на следећи начин. Ваздух ће изнад копна у поподневним часовима у току лета имати много вишу температуру у односу на ваздух изнад водене површине, док ће ваздух изнад копна ноћу и зими много брже и много више да се расхлади него ваздух изнад водене површине. Из наведеног описа непосредно произилазе два главна типа климе у односу на температуру – *континентални* и *маритимни* тип. Континентална клима влада на великим континентима, а маритимна на великим морима и океанима. Као прелазни тип између ове две климе јавља се тзв. *приморска* клима, која у ствари представља мешовит тип у коме се осећају утицаји како континенталне тако и маритимне климе. Пошто приморска клима има неколико самосталних, карактеристичних црта, она може да се издвоји као засебан климатски тип.

Разлика између континенталне и маритимне климе, гледајући на температуру ваздуха, може најбоље да се илуструје ако се упореде годишњи ходови температуре за два места која се налазе на приближно истој географској ширини, од којих је једно у области континенталне, а друго у области маритимне климе. Изабраћемо два места: Хебриди (57° 32′ с. г. ш., 7° 42′ з. г. д., 3 m надморске висине) на Хебридским острвима на западној обали Шкотске и Киренск (57° 47′ с. г. ш., 108° 7′ и. г. д., 263 m надморске висине) у источном делу Сибира на реци Лени. Годишњи ходови температуре ваздуха приказани су преко средњих месечних температура и средње годишње температуре за ова два места на слици 5.2. Са слике се види да је зима на Хебридима топлија, а лето нешто хладније него у Киренску. Разлика између средње месечне температуре најтоплијег и најхладнијег месеца у години је на Хебридима 11,2 °C, а у Киренску 45,0 °C. Идући од зиме ка пролећу, температура се повећава у средњој вредности на Хебридима само за 1,2 °C, а у Киренску за 21,8 °C. Пролеће је на Хебридима прохладно, а јесен топлија; у Киренску, напротив, пролеће је топлије него јесен. На Хебридима је средња температура у априлу нижа од средње температуре у октобру, док је у Киренску обрнуто.

Анализирајући годишње ходове температуре ваздуха, намећу нам се следећи закључци: а) годишњи ход температуре (Киренск) на копну је знатно израженији него на океану. Годишње колебање температуре ваздуха је на копну, према горе наведеним вредностима, око шест пута веће него на океану; б) температура се на копну од зиме према лету нагло повећава, а од лета ка зими нагло смањује, док су на океану ови прелази знатно блажи и в) максималне температуре ваздуха изнад копна и океана су фазно померене тј. док се на копну појављују у јулу, изнад океана се појављују у августу, дакле, касније него на копну. Из изложене анализе се види да су промене температуре ваздуха на копну много веће и наглије него на мору, односно океану. На основу ових особина континенталној клими се често придодаје атрибут тзв. *ексцесивне климе*, док се за маритимну, а и приморску климу каже да је *лимитарна* или *ублажена*. Прелази из једног у други климатски тип су углавном постепени, уколико не постоје неки секундарни утицаји који могу да пореметe природни ток прелаза.



Слика 5.2 Годишњи ходови температуре ваздуха у местима: Хебриди, Шкотска (57° 32′ с. г. ш., 7° 42′ з. г. д., 3 m н. в.) и Киренск, Русија (57° 47′ с. г. ш., 108° 7′ и. г. д., 263 m н. в.). У загради је назначена средња годишња температура.

Већи температурни екстреми копнених предела, и уопште особености континенталне климе, интензивније се испољавају у пределима уколико су они више удаљени од обале. Другим речима, што је континент већи и што се дубље залази у њега, наићи ће се на веће температурне екстреме. Обрнути случај је ако веће водене површине опкољавају мање копнене површине. Тада се температурни екстреми смањују. Ово исто важи и за врло узана и издужена континентална полуострва, где ће маритимна клима да буде скоро непромењена. Утицај маритимне климе прошириваће се тим дубље у копно што је обала богатија заливима, односно што је разуђеност копна већа. Као што океан утиче на модификовање климе, на сличан начин утичу и језера, нарочито ако заузимају велику површину и ако су дубока као што је, на пример, Бајкалско језеро у Сибиру.

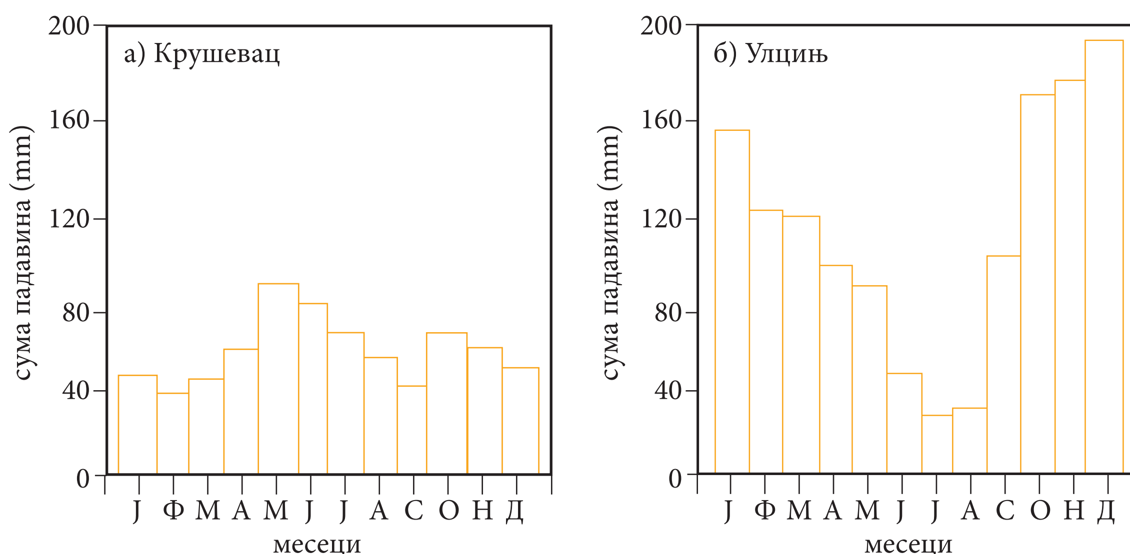
У вези са напред наведеним утицајима мора и копна на климу, истакнимо да између климе северне и јужне полулопте постоји извесна разлика. На северној полулопти има више копна, а на јужној преовлађују океани и мора. Због тога јужна полулопта приближно до 40° јужне ширине, због преовлађујућег мора, има ниже средње годишње температуре него одговарајуће географске ширине северне полулопте. На географским ширинама већим од 40° температурни односи су супротни описаним. Ово може да се објасни на следећи начин. На мањим географским ширинама средња годишња температура биће највећа тамо где је током целе године интензивно Сунчево зрачење у стању да изазове најјаче загревање подлоге. То је случај на копну, са малом специфичном топлотом, и то на северној полулопти која има више континенталних маса. На јужној полулопти, где је већи део Земљине површине под водом, загревање је мање и средње годишње температуре су тим ниже.

На већим географским ширинама ствар стоји другачије. Тамо је годишња сума зрачења све мања, и неједнако расподељена у току године, док Земљино зрачење све више долази до изражаја. Услед тога, најнижа годишња температура биће тамо где се Земљина

површина најбрже хлади. То је баш случај на северној полулопти где има више копна, које се због своје мање специфичне топлоте брже и интензивније хлади него огромни простори водених површина океана на истим географским ширинама јужне полулопте.

Основна разлика између континенталне и маритимне климе у термичком погледу јесте да су зими температуре ваздуха изнад копна ниже него изнад океана, док је лети обрнут случај. Расподела температуре ваздуха изнад копна и мора у току зиме и лета је таква да се у најхладнијем месецу јануару температура нагло смањује од океанске обале према унутрашњости, и веома се нагло прелази из маритимних у континенталне климатске услове; међутим, у најтоплијем месецу јулу температура ваздуха се повећава од океана према унутрашњости копна, да би се нагло прешло из маритимних у континенталне климатске услове. Али на већим географским ширинама постоји правило (са изузетком неких крајева, као на пример западне обале Северне Америке), по коме се температура ваздуха у јануару два до четири пута брже смањује према унутрашњости копна него што се у јулу повећава. Дакле, однос хоризонталног температурног градијента између лета и зиме је приближно 1 : 2 до 1 : 4.

Због различитог интензитета загревања мора и копна образују се и различите расподеле атмосферских притисака, што доводи до појаве ветрова с копна и мора. Ови ветрови осетно утичу на расподелу падавина. Ако ветрови у приземљу дувају с мора на копно, онда су они влажни и на копно доносе падавине. Међутим, ако дувају с копна на море, ветрови су суви и условљавају суво време. На овом месту ћемо изнети неке карактеристике у погледу расподеле падавина изнад мора и копна.

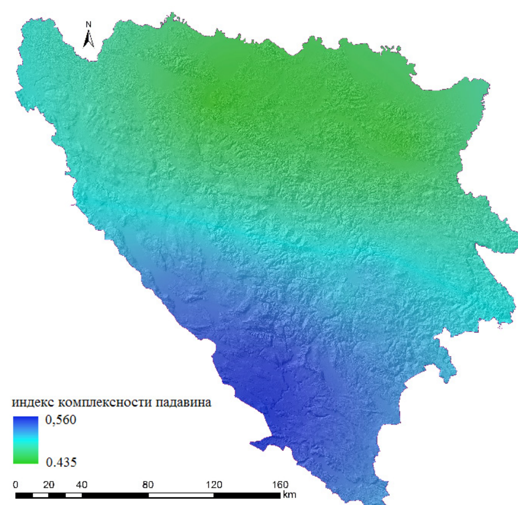


Слика 5.3 Годишњи ход суме падавина (mm): а) континентални и б) маритимни тип

Лети се копно брже загрева од околног мора. Зато је ваздушни притисак изнад копна нижи, а изнад мора виши. Потом се успоставља циркулација, као што је описано у поглављу 15.2. То значи да ветрови у приземљу дувају од мора према копну, а на висини од копна према мору. Изнад копна се образује конвективно струјање, а изнад мора силазно струјање са већих висина према мору. С обзиром на овакво струјање, падавине имају

следећу просторну расподелу. Највише кише падне у приморским пределима, а што се иде дубље у копно кише падне све мање. У централним деловима копна обично је ведро, а време топло и суво. Уколико падне киша, она је у виду пљуска због јаких асцедентних струјања ваздуха изнад централног дела копна. Овакви климатски услови, који су лети изнад централног дела копна, карактеристични су за пустињску климу. Међутим, изнад мора односно океана, где се ваздух спушта и адијабатски загрева, време је такође ведро и суво.

Током зиме су услови загревања и хлађења мора и копна другачији него лети. На копну су зими температуре ниже него на мору, а атмосферски притисак је на копну виши него на мору. Ветрови у приземљу дувају од копна према мору, а на висини од мора према копну, што условљава да изнад мора постоји узлазно а изнад копна силазно ваздушно струјање. Због силазног струјања изнад централних делова копна небо је ведро, ноћу Земљино зрачење изразито, а време је углавном хладно и суво. Од копна према мору дувају хладни и суви ветрови. Међутим, кад ови ветрови наиђу на топлију морску пучину, они постају топлији и влажнији, тим више што се удаљују од обале према средишњим деловима мора. У средишњим деловима морске површине топао и влажан ваздух се уздиже увис, што условљава велику облачност и обилне кише. На слици 5.3 приказана је годишња расподела падавина за континентални и маритимни климатски тип, из које се јасно види разлика између ова два падавинска режима. Прецизности ради, рецимо да Крушевац не припада изразито континенталном а Улцињ маритимном типу климе већ умерено-континенталном и приморском, редом, што не умањује постојеће разлике у падавинским режимима. На слици 5.4 се лепо уочава утицај мора и копна на примеру падавина у Босни и Херцеговини. Ова слика приказује комплексност падавина тј. свеукупност фактора који утичу на расподелу падавина. Она се изражава бројем од 0 (најмања) до 1 (највећа комплексност). Та комплексност је највећа у југозападном делу где је и највећи утицај мора (тамноплава боја), док је најмања у севером делу тј. области нижих планина и равничарског предела (зелена боја). Светлоплави појас на слици одговара областима где се осећају оба утицаја.



Слика 5.4 Индекс комплексности падавина у Босни и Херцеговини [Михаиловић и др. (Mihailović et al., 2015a)]

Опште карактеристике континенталне и маритимне климе. У средишњим деловима копна и лети и зими постоји једно језгро у коме влада суво и ведро време. У овом језгру температура ваздуха је зими врло ниска а лети врло висока, што доводи до тога да су зиме веома хладне а лета веома топла, а годишње колебање температуре велико. Пролеће је топлије од јесени, као што је случај у већ описаном примеру за Киренск. Наведене карактеристике континенталне климе полако нестају кад се иде према приморју и постепено се мешају са приморским карактеристикама.

Изнад мора су за два екстремна годишња доба (лето и зима) карактеристике маритимног климатског типа супротне онима изнад копна. У средишњим деловима области обухваћене морем екстремне температуре су доста ублажене уз веома мало годишње колебање температуре ваздуха тј. смањену температурну разлику између лета и зиме. Сем тога, у средишњим деловима мора нема језгра са сувим и ведрим временом, како лети тако и зими. Иначе је зими, услед узлазних струјања изнад мора, време облачно са довољно падавина. На крају напоменимо још и да је изнад мора јесен доста топлија од пролећа, као што је то случај на Хебридима (сл. 5.2).

16.6 Утицај планина на климу

Поједине планине и планински ланци утичу на климу околних предела на неколико начина, који би могли да се подведу под следећа три: а) препреке ветровима, б) модификовање климе у њиховом подручју и в) изворишта ваздушних струјања.

Планине као препреке ветровима. Планински ланци на умереним географским ширинама који се приближно пружају у правцу запад–исток представљају за своје јужне падине и њихове суседне пределе заштиту од хладних поларних ветрова и према томе чине значајну климатску разделницу.

На тај начин, на пример, делује алпски ланац, тако да се при прелазу појединих превоја са севера ка југу непосредно прелази из средњоевропске у сасвим различиту климу у Италији. Од те заштите највише користи имају алпске долине, док је горњоиталијанска равница поново експонирана што доводи до њеног знатног хлађења. На сличан начин делује и Кавказ, који се уздиже као какав зид раздвајајући две различите климе – са јужне стране Кавказа веома топлу климу од доста хладне климе на његовој северној страни.

Планински ланци могу знатно да утичу на општу циркулацију ваздуха и да на тај начин створе предуслове за настанак центара хладноће, што може да доведе до стварања већег климатског контраста. Ако, на пример, планински ланац дели унутрашњост копна од обале, онда ће расхлађен ваздух у зимским месецима да се стационира у унутрашњости копна и неће моћи да отиче према топлијој обали. Од обале неће моћи да долази топлији ваздух са мора на континент, те ће се на овај начин проузроковати појачање зимске хладноће, нарочито ако се на копну налази снежни покривач, при чему ће то да буде израженије уколико је већа географска ширина. Тако, на пример, огроман планински бедем Хималаја искључује слободну размену ваздуха између унутрашњости

Азије и северне Индије, што за последицу има појаву велике температурне разлике у зимским месецима између ове две области. У току лета долази до супротне ситуације. Пошто планински ланац спречава прилаз и притицање прохладног и влажног морског ваздуха у централне делове Азије, током лета долази до појаве летњих жега на континенту, што заоштрава супротности у термичком режиму између предела јужно и северно од планине. Леп пример овакве ситуације је котлина Пелагонија у Македонији, која је са свих страна опкољена високим планинама те због тога овај басен има врло оштре зиме. На исти начин делују и планински ланци дуж обале Јадранског мора и спречавају дубље продирање утицаја приморске климе у унутрашње делове копна.

Планине као модификатори климе у свом подручју. Утицај планина на локално и регионално модификовање климе зависи од више фактора, и то: облика и надморске висине планина, правца њиховог пружања, оријентације појединих планинских страна и падина, географске ширине на којој се налазе, положаја планина према мору, њихове удаљености од мора, покривености планина шумом, травом или вечним снегом и глечерима, геолошког састава земљишта и др. Уколико је реч о високим и пространим планинама или планинским ланцима, онда они толико делују као климатски модификатори да се у њиховом подручју образује један специјалан огранак континенталне климе, тзв. *планинска клима*, о чијим ће се општим особинама реч више рећи касније, док ћемо на овом месту да размотримо само дејство планина на модификовање појединих климатских елемената.

Сунчево зрачење у планинама. Утицај планина на Сунчево зрачење огледа се кроз: а) интензитет директног и дифузног Сунчевог зрачења и б) дужину трајања његовог сјаја. *Директно Сунчево зрачење*, као што је речено, у планинским пределима расте са порастом надморске висине. До овога долази због смањивања густине ваздуха са висином, као и услед смањивања концентрације придодатака у ваздуху (водене паре, честица прашине и др.) уколико је висина већа. Пошто зраци прођу краћи пут кроз ређи и чистији ваздух до планинских врхова него до равница на малим надморским висинама, онда ће интензитет директног Сунчевог зрачења бити већи на планинама него у равницама. На количину топлоте коју ће да прими површина земљишта од директног Сунчевог зрачења, осим надморске висине, утичу још нагиб и оријентација планинских врхова. За даље објашњење послужићемо се једноставним моделом вертикалног попречног пресека планине користећи термине: присојна страна – косина која је на правцу одакле долази Сунчево зрачење, осојна страна – симетрична са присојном у односу на врх планине, зараван – део без нагиба или са малим нагибом и висораван – већа површина с малим нагибом. Сунчеви зраци падају доста косо на зараван и на висораван. На присојну страну падају готово под правим углом, док на осојну страну они падају под веома малим углом обасјавајући много већу површину него на присојној страни. Том приликом највећу количину топлоте примиће присојна падина, затим висораван због своје веће апсолутне висине, док ће нешто мање топлоте да прими зараван. Најмању количину топлоте примиће осојна падина због највеће површине коју зраци обасјавају. *Дифузно Сунчево зрачење*, као што је истакнуто, смањује се с порастом надморске висине због ређег и чистијег ваздуха на већим висинама.

Земљино зрачење у планинским пределима расте са повећањем надморске висине због разређености ваздуха, као и због тога што ваздух на висини садржи у себи мање водене паре и других честица. Интензитет Земљиног зрачења у планинским пределима се повећава брже са висином него интензитет директног Сунчевог зрачења. Зато је Земљино зрачење у планинским пределима активнији фактор него дејство Сунчевог зрачења, бар на умереним ширинама. Због повећаног Сунчевог зрачења и Земљиног зрачења у голим и каменитим високим планинским пределима стене се доста брзо распадају услед интензивног загревања дању и хлађења ноћу. То је разлог због чега се око планинских врхова образују оштри изрецкани и шиљасти облици.

Дужина трајања Сунчевог сјаја. Дужина трајања Сунчевог сјаја зависи од географске ширине, надморске висине, рељефа земљишта и степена облачности. Нека места у планинским пределима га имају мање, а нека више у односу на равницу. Тако планински врхови имају више Сунчевог сјаја него равнице. Међутим, уске равнице и клисуре имају га мање од пространих равница. Сем тога, јужне присојне падине имају већу дужину трајања Сунчевог сјаја него северне осојне падине. На његову дужину трајања утиче и облачност. Пошто је лети облачност већа у планинским пределима него у равницама, дужина његовог трајања је у планинама лети мања него у равницама. У зимским месецима је обрнуто, пошто Сунце дуже сија на планинским врховима где је облачност мања него у долинама које су зими покривене облацима или маглом.

Температура ваздуха у планинама. Температура ваздуха опада с порастом надморске висине, како у слободној атмосфери тако и у планинским пределима. О узроцима опадања температуре с висином може се укратко рећи следеће. Прозрачност ваздуха је узрок због ког главни извор топлоте за ваздух није директно Сунчево зрачење већ загрејана површина земљишта која се непосредно загрева тим зрачењем. Климатски услови такође имају утицај на промену температуре ваздуха са висином у планинским пределима. Њихово дејство се манифестује преко неких климатских елемената, који делују као климатски модификатори на температуру ваздуха. У ове климатске елементе спадају: ветар, влажност ваздуха, облачност, падавине и снежни покривач, при чему се њихови утицаји обично комбинују. *Ветар* утиче на промену температуре ваздуха с висином на тај начин што се, прелазећи преко планинских масива са наветрене стране, уздиже и адијабатски хлади, а са заветрене спушта и адијабатски загрева. Да ли ће температурни односи са наветрене и заветрене стране бити исти зависи од тога да ли се са заветрене стране планине обавила кондензација водене паре и излучиле падавине или не. Уколико су се падавине излучиле, онда ће се на заветреној страни образовати топли фенски ветар који ће повишавати температуру ваздуха. Топлота која настаје услед честих фенских ветрова може да има утицај на климатске карактеристике дотичних предела. Ефекти фенских ветрова одражавају се и на биљке. Навешћемо и један пример. У областима јужног дела Шварцвалда јавља се једна врста букве, тзв. црвена буква, и то на прилично великим надморским висинама, где би требало да су температуре неповољне за ову врсту дрвећа. Међутим, температуре на тим висинама су знатно више него што је то уобичајено за ту надморску висину. То повишење температуре је последица познатих топлих фенских ветрова, који дувају из северне Ита-

лије преко Алпа ка јужној Баварској. Када је у питању утицај ветрова на температуру ваздуха у планинама, треба напоменути да и остали климатски елементи у спрези са ветром делују као модификатори температуре ваздуха. Тако, на пример, што су ветрови влажнији пре ће наступити кондензација водене паре при њиховом уздизању. Исто тако, при довољно влажним ветровима падавине ће се излучивати на мањим висинама наветрених падина. *Облачност* има велики утицај на величину опадања температуре ваздуха са висином. При ведром небу у току ноћи, и зими и лети, постоје услови за јако хлађење долина и котлина, па према томе и за образовање инверзија. На тај начин просечно дневно опадање температуре са висином је успорено. При облачном времену услови су другачији. Током ноћи облаци су већином ниски – слојевити стратуси, који смањују ефективно зрачење у низијама и котлинама. На већим висинама изнад облака небо је ведро, тако да је ефективно зрачење интензивније, па је и температура ваздуха доста ниска. Према томе, при облачном времену, нарочито зими, у планинским пределима вертикални температурни градијент је доста изражен у току ноћи. При ведром времену лети у току дана, опадање температуре ваздуха с висином је доста велико због јаког загревања долина и котлина. Ако наступи узлазно кретање ваздуха уз планинске стране, онда ће ваздух да се адијабатски хлади, при чему ће да дође до образовања облака. То значи да ће при облачном времену вертикални температурни градијент лети, у току дана, бити већи него при ведром времену, уколико се нису образовале узлазне ваздушне струје. Међутим, ако се при ведром времену појаве узлазне ваздушне струје уз планинске стране, онда ће вертикални температурни градијент по вредности да буде приближно једнак сувоадијабатском градијенту. У том случају, вертикални температурни градијент неће имати толику вредност када при узлазном струјању ваздуха, због повећаног садржаја влаге, дође до кондензације водене паре и када се на планинским падинама стварају гомиласти облаци. *Снежни покривач* у планинским пределима је такође веома значајан модификатор температуре ваздуха. Са снежног покривача се одигрaва веома интензивно зрачење, па је услед тога и температура ваздуха изнад њега ниска. То је изразито у долинама и котлинама, где се хладан ваздух таложи и хлади, те се тако образују температурне инверзије које у просеку смањују температурну разлику између долина и планинских нивоа.

Дневни и годишњи ход температуре ваздуха у планинама. Дневно колебање температуре ваздуха се смањује са порастом висине у слободној атмосфери, што важи за атмосферу изнад планина; дневно колебање температуре у планинама се углавном смањује са висином, али не увек, пошто на њу утичу, на пример, експозиција, локални ветрови итд. Тако је средње дневно колебање температуре у Сарајеву 7,3 °C, а на Бјелашници само 1,8 °C. На обема станицама су дневна колебања у летњим месецима већа, а у зимским мања од ових наведених вредности. Годишње колебање температуре ваздуха у планинама је мање него у равницама или у долинама, где је и загревање и хлађење јаче. Датуми наступања екстремних температура у планинама нешто касне, нарочито минимум, који се често појављује у фебруару, а понекад тек у марту. На почетку пролећа разлика температуре ваздуха између виших и нижих делова је највећа, јер се на планинским врховима цео износ Сунчевог зрачења утроши на топљење снега, док се

доле у нижим деловима дешава снажно загревање. Због тога на планинским висинама пролеће почиње касније, али се и лето најчешће продужи у јесење месеце. Рецимо још и то да су температуре ваздуха на великим висинама планина у одговарајућим месецима знатно ниже него што су у долинама и равницама.

Влажност, облачност и испаравање у планинама. У планинама се *апсолутна влажност* односно притисак водене паре смањује са висином и то брже него ваздушни притисак. На висини око 2 000 m притисак водене паре опадне за половину од притиска који је био при површини земљишта. *Релативна влажност* не показује никакву правилну промену с висином. У умереним географским ширинама, у току зиме, данима и недељама, лежи непосредно изнад Земље ваздушни слој који је релативно засићен воденом паром. У летњим месецима овај засићен слој ваздуха лежи на много већој висини која се мења, док је испод њега релативна влажност мања. Зато је на великим висинама годишњи ход релативне влажности углавном супротан ходу у низијама (поглавље 3.2). То значи да је релативна влажност на висини максимална у летњим, а минимална у зимским месецима. На већим планинским височима релативна влажност се нагло мења и то у великом износу, јер узлазне ваздушне струје односе водену пару на планинске врхове и повећавају степен засићености ваздуха воденом паром. Силазне ваздушне струје и тишине проузрокују сушу. Саме планинске долине и врхови доста утичу на повећавање релативне влажности у временима када нема Сунчевог сјаја, а када је повећано Земљино зрачење и снижење температуре. Што се *облачности* тиче, за њу може да се каже да је повећана. Висина на којој на планини има најчешће облака, или њен тзв. „облачни регион", зависи од локалних и временских услова, дневног и годишњег доба, временског стања, конфигурације, површине земљишта итд. На извантропским ширинама, нарочито у Алпима, облачност је на већим висинама највећа у пролеће и лети, а најмања за време зиме. Дубоко у долинама односи су обрнути. У планинским пределима облаци који се образују на површини падина практично се могу назвати маглом. Према томе, у планинским пределима има доста дана с маглом, и њихов број расте с порастом надморске висине. Посебно има доста магловитих дана на планинским падинама оријентисаним према топлим ветровима. У ноћним часовима у планинама се често појављују и радијационе магле, нарочито изнад глечера и снежног покривача. *Испаравање* је на планинским врховима при истој релативној влажности, температури и јачини ветра много интензивније него у низијама. До овога долази услед смањеног ваздушног притиска, односно услед много разређенијег ваздуха и интензивнијег Сунчевог зрачења.

Падавине у планинама. Количина падавина у планинама се повећава са повећањем надморске висине, али обично само до одређене висине, која је по местима и годишњим добима различита. Изнад ове границе количина падавина почиње поново да се смањује. Највећа количина падавина може да се очекује на оној висини на којој се ваздух при узлазном струјању расхлади до тачке росе тј. на висини кондензационог нивоа. Апсолутна влага на тој висини је тако велика да при хлађењу ваздуха испод тачке росе долази до максималног излучивања водених капљица. Од висине кондензационог нивоа количина падавина поново опада, јер је садржај водене паре у ваздуху све мањи,

али ово не важи и за честину појаве кише. То смањивање количине падавина изнад кондензационог нивоа догађа се само на високим планинама, као што су нпр. Алпи, али не и у бреговитим пределима уопште. На Хималајима је тај ниво лети на 1 300 m, док је зими на већој висини. У баварским Алпима се кондензациони ниво зими налази на висини од 600 до 1 000 m, а лети на већој висини. У области централног Кавказа количина падавина се повећава до висине 2 500 m, да би према већој висини опадала. Опадање температуре ваздуха са порастом надморске висине има значај и за односе падавина у планинским пределима. Због опадања температуре ваздуха с висином, многи планински врхови покривени су снегом било дубоко у лето било преко целе године, пошто количина топлоте која се акумулира током лета није довољна да би могао да се отопи сав снег који је пао у хладнијим месецима. Висина на којој при блажим нагибима падина снег не ишчезава зове се *снежна граница* или *снежна линија*. Ова граница не мора увек да буде на оној висини на којој је средња годишња температура 0 °C, што би значило да би све оне области у којима је средња годишња температура нижа од 0 °C морале бити стално покривене снегом, што није случај. Тако, на пример, у Јакутску у источном Сибиру, иако му је средња годишња температура 11,0 °C, ипак успевају жита. Дакле, снежна граница није везана за одређену средњу годишњу температуру, већ јој висина у првом реду зависи од количине топлоте која се акумулира током лета, као и од количине падавина. Зато су и средње годишње температуре при којима почиње снежна граница различите, тако да се оне смањују идући од екватора према половима. У Андима снежна граница је на висини где је средња годишња температура 1 °C; у средњим и западним Алпима снежна граница је на висини где је средња годишња температура –10 °C. Чак и при средњој годишњој температури од –16 °C снежна граница се у северном Сибиру не спушта до површине земљишта чија је надморска висина мала; штавише, и брегови који се налазе на висини 500 и 600 m су у летњим месецима без снега. Снежна граница ће да се појави на толико нижој средњој годишњој температури колико је већа топлотна разлика између лета и зиме и што је мања количина падавина; насупрот овоме, тамо где је годишње колебање температуре незнатно, а количина падавина велика, снежна граница ће бити на оним висинама на којима је средња годишња температура виша од 0 °C. Пошто снежна граница пре свега зависи од количине топлоте акумулиране током лета, она се углавном, иако неправилно, све више спушта што се иде даље од екватора.

Планине као узроци стварања ваздушних струјања. У планинским пределима често постоје извесна струјања ваздуха која су изазвана самим планинама. Ово се догађа у оном добу дана и године када временска ситуација, односно расподела ваздушног притиска, не условљава другачије струјање ваздушних маса. То су у ствари планински периодични ветрови. Они се обично смењују два пута у току 24 сата. Ово се дешава на тај начин што ветар дању дува уз планинску страну, а ноћу низ планинску страну. Правилност у појављивању и јачина ових ветрова зависе од теренских прилика и односа загревања између долине и планинских страна. У неким пределима ови планински дневни ветрови су изразити, те њихов изостанак, односно смена дневних ветрова са ветровима другачијег правца, указује на преокрет времена, тј. указује да је локално струјање ваздуха потиснуто општијим струјањем ваздуха, које је у планинама у већини

случајева услов за стварање облака и падање кише. Детаљан опис настанка ових ветрова дат је у поглављу 15.3.

Утицај планина на ваздушне фронтове. Када ваздушни фронтови наиђу на планински масив, онда се они донекле деформишу. Ова деформација настаје услед тога што фронт испред планина успорава своје кретање, пошто ваздушне масе немају слободан пролаз, тако да долази до нагомилавања ваздуха испред планине. Прелаз фронта преко планинског гребена је могућ само ако се ради о преласку фронта преко нижих планина и ако је ваздушни фронт довољно интензиван. Иначе, код високих планина средњи део фронта застаје испред планине, а његови крајеви обилазе око планинских гребена тако да се фронт обавије око планине. Изразито заобилажење хладних фронтова догађа се, на пример, у области планинских масива Кавказа. Када се топли фронт приближава планинском гребену, тада узлазна струјања постају све интензивнија, услед чега се повећава облачност, као и падавине. Топли фронт се мало задржи испред планине па је затим прелази, али при преласку он претрпи већу деформацију, да би се његов профил поново успоставио када се фронт удаљи 200 до 300 km од планинског гребена.

16.7 Утицај језера на климу

Колики је утицај водених басена на климу илустративно је наведено у Елвертовој (Elwert) класификацији. И поред тога што је описна, она нам даје јасан феноменолошки увид у степен утицаја воденог басена на климу његовог окружења, у зависности од његовог просторног размера. По овој класификацији: а) велики басени као што су мора и океани утичу на климу као значајни модификатори; б) природна и вештачка језера имају исти утицај као велики басени и то у сразмери са њиховом величином; в) мочваре и глиб по утицају су слични утицају језера у неким елементима, али се од њих разликују по чињеници да њихово присуство повећава опасност од појаве мраза; г) велике реке имају исти утицај као језера и д) мале реке и канали већих размера имају занемарљив утицај на климу. У овом поглављу ћемо се позабавити утицајем великих језера на климу, пошто је о утицају океана и мора као великих басена већ било речи, док ће у 18. глави бити више речи о утицају водених басена и ритова на микроклиму.

Језера има на свим континентима и у свим климатским појасевима са изузетком поларних крајева, па се зато о њима може говорити као о модификаторима климе поднебља.

Језера на мањим географским ширинама у тропском и суптропском појасу, која се зими залеђују, имају у току целе године извесно дејство на климу околних предела. На већим географским ширинама, у умереном појасу, многа језера се по утицају понашају као копно, те зими немају онакве утицаје на климу као што их имају језера на малим географским ширинама. Сем тога, код језера на умереним географским ширинама још постоји и велика разлика у њиховим термичким условима, већ према томе да ли су плитка или дубока. У плитким језерима акумулира се мања количина топлотне енергије него у дубоким. Она много брже следе веће промене у атмосфери, па се зими брже

и раније заледе него дубока. Дубока језера се не заледе ни при осетно нижим температурама, ако је у њима преко лета акумулирана толика количина топлоте која је довољна да их преко зиме одржи у течном стању. Из тих разлога многа језера на већим географским ширинама имају зими различит утицај на климатске прилике. Углавном, може да се каже да језера имају, при истим другим условима, већи утицај на своју околину него шуме. Њихов утицај је утолико већи што је језеро веће.

Утицај језера на климу у својој околини може укратко да се резимира на следећи начин. Она ублажавају климу поднебља, тј. смањују дневно и годишње температурно колебање, повећавају влажност ваздуха и незнатно количину падавина. Зими су језера на већим географским ширинама често без икаквог утицаја на климу, али су њихови утицаји током лета изразити. Ветрови се преко њих крећу много слободније и лако преносе до великих даљина своје особине, што није случај код шума, где се ветрови због храпавости подлоге спутавају у свом хоризонталном кретању. О утицају језера на климу можда најсликовитије говори и констатација изречена од стране Шуберта (Schubert) на литераран начин: „Шуме потпомажу образовању локалних климатских особености, а језера имају тежњу да делују више у даљину". Ако су језера велика и дубока, као што је на пример Бајкалско језеро, онда је њихово дејство на измену макроклиме изразито, тако да су утицаји таквих језера слични утицајима океана и мора.

16.8 Утицај природних покривача на климу

У модификаторе климе трећег реда спадају природни покривачи: биљни, снег и лед. Када је у питању утицај биљног покривача на климу, ми ћемо да се ограничимо искључиво на онај који на климу имају шуме, пошто је тај утицај и најизразитији. Шуме има на свим континентима, чак и на великим географским ширинама, са изузетком поларних области, и на великим надморским висинама. Међутим, њено дејство на климу је готово свуда исто, али према локалним приликама шума као модификатор долази до изражаја негде више а негде мање.

Познато је да је специфична топлота свих врста биљака знатно већа од специфичне топлоте разних врста земљишта и стена од којих је састављена површина копна. Ово потиче од чињенице да је у биљкама присутна велика количина воде, која је њихов главни саставни део. На пример, разне врсте дрвећа садрже око 20 до 25% воде, а травнате биљке чак и 70 до 80%. Осим наведеног, на загревање и хлађење шуме и биљног покривача утичу још и други фактори, при чему сви они заједно имају утицај на климу.

Утицај биљног покривача на климу манифестује се и кроз механизме апсорпције Сунчевог зрачења од стране вегетације и испаравања са ње. Активни апсорпциони слој код биљног покривача јесте његов површински слој. Биљни покривач, било да су то разне траве, ниско жбуње или високо дрвеће, не пропушта Сунчево зрачење до површине земљишта, већ га задржава у горњим деловима биљног склопа. Услед тога тло под вегетацијом не може да се загреје нити расхлади, као када би било без вегетације. Надаље, укупна горња површина лишћа је много већа него површина голог равног

земљишта. Сходно томе, иста количина зрачења биће распоређена на већу површину ако оно доспева на вегетацију него кад пада на голо равно земљиште, што за последицу има мање загревање вегетационог активног апсорпционог слоја.

Биљни покривач ствара сасвим сложене услове за испаравање, како са површине земљишта тако и са активног апсорпционог слоја. Разлог томе лежи у чињеници да су услови испаравања са површине земљишта испод вегетације другачији од услова за испаравање са саме вегетације. Познато је да је површина земљишта под вегетацијом увек влажнија него голо земљиште. Нарочито је влажно земљиште у шуми испод дрвећа, где на њему обично лежи слој сувог лишћа који га штити од испаравања. Ако би Сунчево зрачење непосредно продрло до површине земљишта, онда би се велики део топлоте утрошио на испаравање са земљишта које би се том приликом мање загревало. Што се тиче испаравања са вегетације, у њему је најзаступљенија транспирација, тј. испаравање кроз лишће оне воде коју биљка извлачи из земљишта преко кореновог система. Међутим, ту је присутно и испаравање воде са лишћа која је у виду кише или росе доспела на вегетацију. Напоменимо да све ово што је напред речено важи само за живу вегетацију. Међутим, ако је вегетација сува или ако је, пак, захваћена процесом труљења, онда су услови њеног загревања и испаравања са ње сасвим другачији.

Када говоримо о утицају биљног покривача на климу, морамо да имамо у виду две врсте и то: а) утицај биљног покривача (а посебно шуме) на климу у унутрашњости самога биљног склопа и б) утицај биљног покривача (првенствено шуме) на климу околног предела и могућност измене климе у њему ако се уништи биљни покривач, на пример, сечом шуме, пожаром итд. У најкраћим могућим цртама даћемо феноменолошки опис утицаја шума на поједине климатске елементе.

Температура ваздуха. Круне дрвећа задржавају директно и дифузно Сунчево зрачење, а осим тога умањују и размену ваздуха испод круна. Количина Сунчевог зрачења која пролази кроз лишће може да варира од 32 до 54% од укупног зрачења које доспе на активни апсорпциони слој. Наравно да ова количина зрачења умногоме зависи од врсте лишћа. Нека осматрања указују и на чињеницу да је у сенци под крунама букове шуме интензитет Сунчевог зрачења био 20 до 25 пута мањи него на отвореном пољу. Када се говори о утицају шуме на температуру ваздуха унутар ње, осим изнетог, морамо да узмемо у обзир и то да је специфична топлота вегетације већа него специфична топлота земљишта у пољу, као и да се извесна количина топлоте троши на процес евапотранспирације. Из тих разлога површина земљишта под крунама загрева се много мање него на отвореном пољу. Ова разлика је посебно изражена током лета. У току ноћи површина земљишта у шуми се мање хлади него на отвореном пољу, и због тога је у шуми минимална температура ваздуха виша него на отвореном пољу. Према томе, и дневно колебање температуре у шуми је мање него на отвореном пољу. У току зиме шума штити површину земљишта од јаког израчивања, па је на отвореном пољу, у току зиме, израчивање знатно веће него у шуми. Из тог разлога је и годишње колебање температуре ваздуха у шуми мање него на отвореном пољу. Углавном, можемо да кажемо да је у шуми за време пријема Сунчевог зрачења температура ваздуха нижа него на отвореном пољу, док је током ноћи, када преовлађује Земљино зрачење, температура

виша. Према томе, шума ублажава екстремне вредности температуре ваздуха. Осим тога, шума ублажава и колебање температуре земљишта, на различитим дубинама, испод шуме у односу на исте дубине у земљишту у пољу.

Према подацима који су том приликом добијени температура ваздуха се изнад поља смањује са висином, док је код шумског ваздуха ситуација обрнута. Његова температура се с висином повећава. Оваква слика је последица чињенице да је ваздух у шуми спречен у својој слободној циркулацији, па се топлији и лакши ваздух нагомилава под крунама дрвећа. Међутим, изнад горње границе круна температура опада са висином.

Влажност ваздуха. Влажност ваздуха у шуми зависи од: количине воде која се испарила са површине земљишта и површине биљног покривача, температуре ваздуха и слабе размене ваздуха унутар биљног склопа. Сем тога, апсолутна влажност у шуми зависи још и од типа шумског земљишта. Ако је оно влажно, онда се апсолутна влажност смањује од површине земљишта па до ваздушног слоја изнад круна дрвећа. Међутим, када је земља у шуми сува, апсолутна влажност, због транспирације, већа је у крунама дрвећа него испод њих, да би највећу вредност достигла на самом активном апсорпционом слоју због највише температуре која у њему влада. Иначе, максимум релативне влажности осмотрен је у самим крунама, што је последица: интензивнијег испаравања са круна (транспирације), ниже температуре ваздуха у крунама и веома слабе размене ваздуха. У ваздуху испод круна влажност је у дневним часовима већа него у ваздуху на отвореном простору. Ако се упореде подаци о влажности између шуме и поља без вегетације, онда ће јасно да се види да је апсолутна влажност, као и она релативна, већа у шуми него на отвореном пољу, где Сунчево зрачење несметано доспева и где земљиште може да се знатно више осуши него у шуми.

Облачност. Пошто су апсолутна и релативна влажност у шуми повишени, шума треба да има утицај и на облачност изнад ње. До повећане облачности изнад већих шума и шумских комплекса долази због адијабатског уздизања ваздуха. Један школски пример наведеног утицаја су источни Кордиљери у екваторијалном делу Јужне Америке. Изнад шуме у том крају небо је покривено густим облацима, а изван шуме небо је ведро. И у нашим пределима у летњим данима може се не тако ретко видети како облаци полако нестају, како се удаљавају од шуме према отвореном пољу, а како се често над шумама, посебно при влажним ветровима, образују нови облаци. Ово се нарочито догађа ако се шума налази на падини уз коју је топао и влажан ваздух приморан на узлазно кретање.

Падавине. О утицају шуме на падавине постоје различита мишљења. По неким она уопште не утиче на падавине, а постоје и супротна по којима шума може да има само неки утицај на падавине.

На основу неких мерења падавина данас се сматра да шума има известан утицај на повећање падавина, али да је он незнатан. Изгледа да она има јачи утицај на повећање падавина у екваторијалним пределима где се са шума врши интензивније испаравање, услед чега је ваздух и у њој и изнад ње засићенији воденом паром. Тако је на пример на Јави, у њеном шумовитом делу, осмотрено знатно повећање количине падавина, док на острву Целебес, где нема шуме, нема никакве разлике. Изгледа да према неким осматрањима присуство шуме има већи утицај на број дана са падавинама него на количину

падавина. Међутим, шума не утиче само на падавине изнад ње него и на расподелу падавина у околини, и то посебно у оним крајевима који целе године имају сталан или преовлађујући правац ветра. Наиме, водена пара која је настала испаравањем из те шуме неће изнад ње да се задржи и кондензује, него ће ветар да је однесе даље у околину где ће, услед њене повећане концентрације, да се повећа и количина падавина. Међутим, као општи закључак може да се каже да шума незнатно повећава годишњу количину падавина и то од 2 до 10% и да је у умереним ширинама њен утицај на падавине незнатан. Најзад, изгледа да шума има утицај и на град. Полазећи од ове претпоставке, у Швајцарској су вршена систематска осматрања, на основу којих се дошло до закључка да град заиста више пада изнад голих него пошумљених површина. Према неким другим осматрањима, чак и голе површине у близини шумских комплекса више су поштеђене од града него оне које су удаљеније од шуме.

Ветар. Шума има значајан утицај на јачину ветра, без обзира на то да ли су ветрови слабијег или јачег интензитета. Када ваздух при свом хоризонталном струјању наиђе на шуму као препреку, он се једним делом диже увис струјећи преко препреке док се другим делом пробија кроз шуму, при чему долази до нагомилавања ваздуха. Том приликом слика струјања изгледа овако: а) изнад шуме се повећава брзина ветра због повећања густине струјних линија (види поглавља 13.2 и 13.3); б) иза шуме на неком растојању брзина ветра се смањује пошто струјне линије заузимају приближно исти положај као и пре наиласка на шуму; в) у самој шуми и изнад ње се стварају турбулентна струјања, која се често примећују чак и на висини 200 до 300 m; г) у крунама дрвећа енергија ветра се знатно смањује, а сходно томе и брзина ветра и д) на шумским пропланцима, уколико их има, ветар је јачи, али је и ту ипак знатно слабији него на отвореном пољу.

Ова анализа наводи нас на закључак да шума смањује брзину ветра, због чега се смањује и испаравање са површине земљишта у њој. Смањење брзине ветра у шуми утиче на расподелу снежног покривача, као и на густину снега. Шума штити извесне пределе који су у њеној близини од хладних или од топлих и сувих ветрова. Према томе, у простору који је добро заштићен шумом свуда около владаће мирније време, па ће услед тога бити веће и дневно колебање температуре. Овакве заштићена места су погодна за гајење извесних пољопривредних култура чије време вегетације почиње у пролеће раније, када је у овим местима температура виша него на отвореним пољима.

Као општи утисак о утицају шуме и вегетације на климу намеће се следећи закључак. Шума углавном модификује климу на тај начин што је чини влажнијом и једноличнијом, посебно у летњој половини године. У свом утицају на климу у околини, шуме и језера се прате уз доста подударности у тим утицајима. Шуме и језера снижавају просечну годишњу температуру своје околине, ублажавају екстремне температуре, повећавају влажност ваздуха и тенденцију за излучивањем падавина. Ипак, шуму треба прихватити као чинилац који на климу утиче локално и који по свом дејству на измену климе на већем просторном размеру знатно заостаје не само за утицајем планине, него и за утицајем великих језера. Међутим, несумњиво је да она, као климатски модификатор, знатно надмашује утицај ниске вегетације на њивама и ливадама.

Утицај снежног покривача на климу. Снег је као покривач лош проводник топлоте због његове мале густине. Његова топлотна проводност је веома мала, али ако је снег мокар онда се она повећава. Осим ове, у виду треба да се има и чињеница да што је снег гушћи он ће боље и да проводи топлоту. Тако при наизменичном смењивању мразних и топлих дана, као и при топљењу снега уопште, густина снега расте, а са њом расте и његова топлотна проводност. Због мале топлотне проводности он се понаша као добар изолатор и штити површину земљишта и биљке (нпр. озиме културе) од измрзавања. Тако, на пример, температура на површини земљишта под снегом може да буде и за 36 °C виша него на површини снега. Или један други пример, који нас упућује на чињеницу да је на дубини од 20 cm у земљишту које је покривено снегом температура за 22 °C виша од температуре земљишта на истој дубини, али испод површине земљишта без снега. Међутим, с друге стране, растресит снег и са храпавом површином сличном песку интензивније зрачи топлоту него гушћа површина земљишта. Сем тога, површина свеже палог снега рефлектује назад у атмосферу око 80% Сунчевог зрачења од укупне количине зрачења које је доспело до ње, док површина земљишта и површина биљног покривача одбијају само око 10 до 30% доспелог Сунчевог зрачења.

Расхлађена површина земљишта загрева се топлотом која се проводи из дубљих слојева. Међутим, дубљи слој снега, мада је доста топлији од површине снежног покривача, одаје према површини веома мало топлоте због слабе топлотне проводности снега. Из тих разлога је на површини снежног покривача много хладније него на површини земљишта без снега.

При појави топлих ветрова снежни покривач делује обратно – он снижава температуру земљишта под снегом; на површини земљишта под снегом је тада хладније него на површини снега. На тај начин, снежни покривач штити биљке испод снега и од хладноће и од топлоте, па према томе и од великих температурних колебања. У пролеће се снег топи квасећи земљиште и тако спречава његово превелико загревање, што успорава развиће биљака. Снежни покривач смањује дневно колебање температуре ваздуха. При његовој дебљини од 20 cm дневно колебање температуре престаје на дубини земљишта од 20 cm. При већој дубини снежног покривача и његовој нормалној густини дневно колебање температуре престаје и на самој површини земљишта. Исто тако, снежни покривач има велики утицај и на годишњи ход температуре ваздуха; зиме са доста снега који дуго лежи на земљишту су хладне, па је годишње колебање температуре ваздуха веће. Напротив, годишње колебање температуре на површини земљишта и у дубљим слојевима се смањује уколико је снежни покривач дебљи.

Услед интензивног зрачења снежни покривач јако расхлађује ваздух изнад њега, услед чега настају јаки мразеви. Изразито велики утицај на снижавање температуре ваздуха има дебели снежни покривач. Ваздух се нарочито расхлади изнад снега када он лежи у котлинама које су окружене висовима. Изнад снежног покривача се образују јаке инверзије, нарочито у долинама и котлинама, где нема кретања ваздуха.

Снежни покривач утиче и на брзину ветра у приземном слоју атмосфере. Он смањује његову брзину из следећих разлога: а) повећава трење због храпаве површине; б) ваздух изнад снежног покривача се охлади и постане тежи и гушћи него ваздух изнад

голог земљишта, због чега долази до његовог споријег кретања и в) снежни покривач доприноси образовању антициклона у ком струјање ваздуха слаби.

16.9 Климатске промене

Климатске промене су дуготрајне промене у статистичкој расподели климатских фактора, у временском периоду од десетине до више милиона година. То може да буде промена у просечним вредностима климатских елемената или, пак, промена расподеле климатских догађаја у односу на просечне вредности, или појава све заступљенијих екстремних временских догађаја. Климатске промене могу да се односе на одређене посебне регије или на целу Земљу. У последње време, посебно у вези са заштитом животне средине, климатске промене се обично односе на данашње промене климе. Најчешће се то односи на све већи људски утицај на те промене, који је повезан са данашњим глобалним отопљењем. Занимљиво је да се истакне да се појам „климатске промене" званично по први пут појављује 1964. у једном документу Светске метеоролошке организације.

Климатске промене се углавном односе на промене статистичких података климатског система, узимајући у обзир временски период од више десетина година и дуже, с обзиром на њен узрок. Колебања климе са периодима од неколико десетина година као што је, на пример, појава Ел Ниња (El Niño) не подводе се под климатске промене. У научној и стручној јавности сам појам ових промена све више се односи на људски утицај на климу, посебно на Земљину атмосферу, и зато се климатске промене све више везују за појам глобалног отопљења.

У овом поглављу, на један јасан и сажет начин, биће дат преглед основних појмова везаних за климатске промене.

Узроци климатских промена. Фактори који утичу на формирање климе чине то тзв. принудним деловањем. То укључује појаве као што су промене у Сунчевом зрачењу, у одступању од Земљине путање, променљива тектоника плоча и померање континената и промене у концентрацији гасова стаклене баште. Постоји читав низ повратних спрега климатских фактора, које ефекат деловања побројаних фактора могу појачати или ослабити. Неке компоненте климатског система, као што су океани и слојеви леда, због својих огромних маса одговарају спорије на климатске промене, тако да им је потребно више времена за одговор – понекад век или дуже.

Утицај човека. Међувладин панел о климатским променама (МПКП) – Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), који сачињава група научника и стручњака за климатске промене, тврди да: „Клима се мења и те климатске промене су углавном настале због људске активности". Због тога се све више расправља како да се смањи утицај човека на климу, како да се прилагодимо променама које се већ дешавају и како можемо да предвидимо будуће стање климе. Повећање концентрације угљен-диоксида у атмосфери због потрошње фосилних горива, као и све већа присутност чврстих честица у атмосфери, буде највећу забринутост са аспекта утицаја људске

активности на климу. Осим тога, све већа забринутост влада и због појаве озонских рупа, неконтролисаног крчења шума и повећања обрадивих површина, што су појаве које такође утичу на климатске факторе. Основни задатак МПКП-а је да на основу резултата мониторинга и истраживања која се спроводе у оквиру Глобалног климатског осматрачког система и Светског климатског програма, којима координира СМО, на објективан, отворен и јасан начин спроводи усаглашену оцену: 1) научних, техничких и друштвено-економских информација релевантних за разумевање научних основа ризика антропогених утицаја на промене климе и 2) могућег утицаја тих промена на човечанство и могућност ублажавања климатских промена, као и адаптације на измењене климатске услове.

Тектоника плоча. Милионима година кретање тектонских плоча мења изглед континената и океана, што такође утиче на промене климе мењањем океанских и атмосферских струјања. Положај континената у знатној мери одређује понашање океанских струја, а тиме и пренос топлоте и влаге широм планете. Као пример наведимо стварање Панамске превлаке која је, како се верује, настала пре отприлике пет милиона година, затворивши пут мешању воде из Атланског и Тихог океана у том подручју. То је променило граничне океанске струје и утицало на стварање данашњег облика Голфске струје и највероватније је довело до стварања леденог покривача на северној полулопти. За време карбона, пре отприлике 300 до 360 милиона година, тектоника плоча је довела до таложења велике количине угљеника и повећала површину подручја под ледом. Бројни геолошки докази који се односе на период постојања тзв. суперконтинента Пангее указују на постојање великих и снажних монсуна у то доба.

Сунчево зрачење. Сунце је главни извор енергије за Земљу, тако да дуготрајне и краткотрајне промене у јачини његовог топлотног зрачења утичу на стање климе. Према преовлађујућем научном мишљењу, пре три до четири милијарде година, Сунце је зрачило само 70% данашњег интензитета. Ипак, у време хадија (пре 3,8–4,6 милијарди година) и архаика (пре 2,5–3,8 милијарди година), према тумачењима проистеклим из нађених доказа, постојала је вода, али ипак је дошло до „противречности слабости младог Сунца". Према тој теорији, Земљина атмосфера је била потпуно другачија, пре свега без кисеоника, па су гасови стаклене баште постојали у осетно већој концентрацији. С временом се интензитет Сунчевог зрачења појачавао, да би пре 2,4 милијарде година дошло до нагле појаве кисеоника у атмосфери, када је клима постала приближна данашњој. Интензитет Сунчевог зрачења се мења сваких 11 година услед Сунчевог циклуса. Постоје и промене у нешто дужем временском размаку, па се тако појавило и Мало ледено доба, од 14. до 19. века. Та природа периодичног понашања Сунца још није сасвим разјашњена. И поред тога што подаци говоре да је од 1750. дошло до лаганог захлађења, у новије време је све више података који указују да долази до глобалног отопљења.

Промене у планетарној путањи (орбити). Мале промене у Земљиној орбити доводе до промена интензитета Сунчевог зрачења код промена годишњих доба, па се зато и клима мења у различитим годишњим добима. Постоје три врсте промена Земљине орбите: промена ексцентричности, нагиба Земљине осе у односу на еклиптику и прецесије Земљине осе. Кад се мењају заједно оне стварају *Миланковићеве циклусе*, који

имају знатан утицај на климу и појаву ледених и међуледених доба. Потврда о њиховом постојању може се пронаћи у статиграфским слојевима стена или у ширењу и смањивању пустиња као што је Сахара.

Због величине и снаге доприноса који је Милутин Миланковић дао светској науци, на овом месту ћемо навести неколико детаља из његове биографије. Милутин Миланковић је био српски математичар, астроном, геофизичар, климатолог, грађевински инжењер, доктор технологије, универзитетски професор и писац. Рођен је 28. 5. 1879. у Даљу (Аустроугарска), а умро је 12. 12. 1958. године у Београду (Федеративна Народна Република Југославија). Миланковић је дао фундаментални допринос светској науци. Његов први допринос се односи на прорачун клима свих планета у Сунчевом систему. Његов највећи допринос је садржан у књизи *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, коју је издала Српска академија наука 1941. године у Београду, при чему је последњи табак уништен у немачком бомбардовању Београда исте године. Године 1997. у издању Завода за уџбенике и наставна средства из Београда појавио се превод ове књиге на српском језику под насловом *Канон осунчавања Земље и његова примена на проблем ледених доба*. Његов други допринос се односи на објашњење климатских промена на Земљи, у дугом временском периоду, проузрокованих променама у положају Земље у односу на Сунце које су данас познате као Миланковићеви циклуси. Ово је допринело објашњењу појаве ледених доба у геолошкој прошлости Земље, као и објашњењу појаве климатских промена на Земљи које могу да се очекују у будућности. Он је утемељио и тзв. космичку климатологију израчунавши температуре виших слојева Земљине атмосфере, као и температурне услове на планетама Меркур, Венера, Марс и на Месецу, као и дебљине атмосфера наведених планета. Он је на бриљантан начин демонстрирао повезаност небеске механике и наука о Земљи отворивши јасан пут преласка од небеске механике ка наукама о Земљи и њихову трансформацију од дескриптивног нивоа ка потпуној егзактности.

Утицај вулкана. Вулкани доносе материјал из Земљине унутрашњости до њене површине. Вулканске ерупције, гејзири и термални извори су примери процеса при којима се ослобађају гасови и крупне честице одлазећи у атмосферу. Вулкани су довољно велики да могу да имају утицај на промену глобалне климе и по неколико пута у веку. Он се огледа и у чињеници да могу да проузрокују захлађење (смањењем интензитета Сунчевог зрачења) у трајању од по неколико година. На пример, ерупција вулкана на планини Пинатубо 1991. године на Филипинима била је друга ерупција по снази у 20. веку (након ерупције вулкана Новарупта на Аљаски 1912. године) и значајно је утицала на климу. Или, ерупција вулкана Тамбора 1815. године у Индонезији, која је проузроковала „годину без лета". Још веће ерупције такозваних мегавулкана су се јављале и по неколико пута на 100 милиона година, проузрокујући глобално захлађење и масовно изумирање неких животињских врста. Вулкани су, такође, део проширеног угљениковог циклуса. У веома дугим геолошким циклусима, ослобађање угљеника из унутрашњости Земље је у равнотежи са таложењем угљеника у седиментним стенама и осталим понорима из угљениковог циклуса. Али, према истраживању Америчког геолошког надзора (US Geological Survey), процењује се да људска активност доводи до

стварања 100–300 пута веће количине угљен-диоксида него што је количина која потиче од вулканских активности.

Променљивости океана. Океани су саставни делови климатског система. Краткотрајна колебања (неколико година до неколико десетина година) као што су: Ел Нињо фаза јужне осцилације, десетогодишња колебања у Тихом океану, у северном Атланском океану и она у Арктику су већа климатска колебања него климатске промене. У дужем временском интервалу, промене у процесима као што је, на пример, термохалинска покретна трака играју врло важну улогу у глобалној расподели топлоте, носећи веома споро и јако дубоко кретање морске воде и дуготрајну расподелу топлоте по светским океанима.

Физички докази климатских промена. Да би се стекао увид у стање климе у прошлости, потребно је да се, из различитих извора, прикупе докази о климатским променама. Систематизовано праћење температуре ваздуха у свету почело је половином 19. века. За раније периоде, докази о климатским променама морају да се траже преко разних показатеља који говоре о клими прошлости, као и индиректних метода за њено утврђивање као што су: биљни покривач, језгра леда, утврђивање датума преко годова дебла на стаблима, промена нивоа мора и глациологија. *Историјски и археолошки докази.* Климатске промене у прошлости могу да се открију преко разних промена пребивалишта и гајења разних културних биљака. *Археолошки докази*. Усмена предања и историјски документи могу исто тако дати увид у климу прошлости. Климатске промене су понекад биле и у вези са пропашћу неких цивилизација. *Ледници* се сматрају за један од најосетљивијих показатеља климатских промена. Њихова величина је одређена равнотежом маса између нападалог снега и отопљеног леда. Како се температуре повећавају, тако се ледници повлаче. Они расту и смањују се из више разлога, тако да њихово право стање мора да се прати десетинама година. Попис светских ледника је направљен до седамдесетих година 20. века. Они су у почетку авионски снимани и картографисани, док се данас то обавља помоћу сателита. Тај попис обухвата више од 100 000 ледника. Светска служба за праћење ледника (World Glacier Monitoring Service) прикупља годишње податке о равнотежи маса и повлачењу ледника. Из тих података се види да се они знатно повлаче и смањују: са јаким повлачењем четрдесетих, стабилним и растућим периодом двадесетих и седамдесетих и поновним повлачењем које почиње од средине осамдесетих година 20. века. Најзначајнији климатски процеси од средине задњег плиоцена (пре око три милиона година) су ледена и међуледена доба. Данашње међуледено доба или холоцен траје већ око 11 700 година. Због малих промена у планетарној орбити или Миланковићевих циклуса, долази до промена у леденом покривачу и нивоу мора, мада до промене у количини леда може да дође и без промене планетарне орбите. *Биљни покривач*. Промене врсте, расподеле и количине биљног покривача могу да дају драгоцене податке о клими у прошлости. Блага клима је повезана са повећаним падавинама и топлијим раздобљима, што доприноси бољем расту биљака и преузимању веће количине угљен-диоксида из ваздуха. Веће и нагле промене проузрокују појаву ниже вегетације и ширење пустиња. *Језгра леда.* Анализе језгара леда,

избушених у леденом покривачу, могу да се искористе да би се видела и установила веза између температура и промена нивоа мора. Ваздух из мехурића леда може да буде поуздан показатељ промене количине угљен-диоксида у атмосфери у прошлости. Таква истраживања о промени концентрације угљен-диоксида у атмосфери последњих пар хиљада година могу да покажу разлику у атмосфери данас и у прошлости. *Дендроклиматологија.* Дендроклиматологија је анализа годова дебла на стаблима да би се утврдиле климатске промене у прошлости. Широке и дебеле линије су показатељи плодних и кишних година, док танке и сужене линије показују лошије године. *Анализа полена.* Палинологија проучава данашње и фосилне палиноморфе (честице између 5 и 500 μm), које се могу наћи у слојевима стена, укључујући и полен. На основу полена могуће је одредити карактеристике биљног покривача у прошлости, као и климатске карактеристике посматраног периода. Полен може да се очува дуго, а може да се нађе и у слојевима језера, мочвара и речним делтама. Према њему је могуће истражити период од последњих 2,5 милиона година. *Анализа остатака љускара.* Остаци љускара су уобичајени за слатку воду и седиментне стене. Различите врсте љускара могу да се нађу у зависности од различитих климатских услова. Они су погодни за анализу будући да се нису пуно мењали кроз историју. *Пораст нивоа мора.* Светски ниво мора се последњих стотинак година мерио помоћу мерача морских мена. Данас се за ту сврху користи висиномер, посебно са сателита, што је знатно повећало тачност мерења. Ниво мора може да се одреди датирањем (утврђивање времена постанка анализом физичких података) и одређивањем старости коралних гребена, обалских седимената, морских тераса, малих облутака, кречњака и археолошких остатака уз обалу. Главне методе за одређивање старости су датирање са угљениковим изотопом C-14 и урановим изотопима.

16.10 Клима у прошлости

Палеоклиматологија се бави реконструисањем Земљине климатске историје користећи, поред метеоролошких података, и индиректне доказе као што су историјски документи, археолошки налази, ширине прстенова дрвећа, фосилне наслаге у океанима, структуру, хемијски састав и магнетне особине различитих седимената и слојева леда итд. Ови извори дају прилично детаљну слику климе током последњих десетак хиљада година. Међутим, слика прошлих клима постаје знатно спекулативнија и мање детаљна како се иде даље у прошлост.

Од појаве човека било је око десет главних ледених доба. Најскорије ледено доба било је на врхунцу пре око 18 000 година. У то време, маса *криосфере* (укупна маса замрзнуте воде на површини Земље) била је нешто преко два пута већа него сада. Тада су северни делови Европе и Северне Америке били покривени слојем леда чија је дебљина у просеку била око 1,5 km, а ниво мора је био и до 100 m нижи него сада.

У просеку, температура Земљине површине била је за око 6 °C нижа. Пре око 14 000 година клима је почела да постаје топлија, означавајући почетак садашњег

интерглацијалног (међуледеног) периода. Повлачење леденог покривача континената било је споро и неуједначено, тако да је било потребно око 7 000 година да би се он повукао до својих садашњих граница.

У нашем интерглацијалном периоду догађале су се промене климе у широком опсегу временских размера. Такозвани климатски оптимум догодио се негде између 5 000 и 4 000 година пре наше ере. Тада су температуре биле за неколико степени више него сада. Од тада, смењују се хладнији и топлији периоди праћени напредовањем и повлачењем леда, али постоји општа тенденција опадања просечне температуре. Опадање температуре праћено је смањивањем количине падавина, што доводи до ширења пустињских области и смањивања могућности пољопривредне производње. Период између 900. и 1300. године, када су Викинзи насељавали Исланд и Гренланд, био је релативно благ у поређењу са садашњим, док је период 1500–1850. био релативно хладан.

Детаљнији метеоролошки подаци којима се располаже за прошло столеће показују суптилније климатске флуктуације на краћим временским размерама. На пример, клима северне хемисфере постајала је топлија током периода 1880–1940. са порастом температуре од око 0,5 °C на Арктику и неколико десетих делова степена у средњим ширинама. Пораст температуре праћен је повлачењем многих глечера. Након тога, просечна температура почела је поново да опада, да би се тај пад зауставио седамдесетих година.

Ледено доба. Сазнање о постојању бар једног леденог доба формирало се постепено у првој половини двадесетог века. Пресудни чиниоци при томе били су уочавање чудних геолошких формација, које се нису могле објаснити геолошким механизмима који делују у нашем времену на тим местима, као и понашање постојећих глечера у Швајцарској. Већ у другој половини претпрошлог века располагало се геолошким доказима који су указивали да није постојало само једно ледено доба, већ да их је било више. Овим је дефинитивно отворено питање механизма њиховог настанка.

Овде ће бити приказане основе такозване *астрономске теорије* ледених доба, коју је поставио Милутин Миланковић. По његовој теорији, узроке ледених доба треба тражити у променама осунчавања на Земљиној површини услед промена астрономских параметара. Погледајмо зато мало детаљније параметре које је Миланковић посматрао. Пре свега, Земљина орбита око Сунца није кружница него елипса. Сунце се налази у једној од жижа елипсе, док је друга празна. Око 3. јануара сваке године Земља се нађе у тачки која се зове *перихел* и тада је најближа Сунцу. Око 4. јула Земља долази до тачке која се зове *афел* и тада је на највећој удаљености од Сунца. Удаљеност Земље од Сунца у афелу је за око пет милиона километара већа него у перихелу. Земљина оса ротације нагнута је за 23,5° у односу на нормалу повучену на њену орбиталну раван. Годишња доба се смењују због тога што се ова оријентација Земљине осе ротације практично не мења на њеној путањи око Сунца (сл. 2.10). На пример, зима на северној хемисфери догађа се кад је Северни пол нагнут на супротну страну од Сунца, а лето када је нагнут према Сунцу.

Свако годишње доба почиње на одређеној тачки Земљине орбите која се зове или *солстициј* (приближно 22. децембра и 22. јуна) или *еквинociј – равнодневица* (приближно 21. марта и 22. септембра). Ако би се у равни Земљине орбите повукле две

линије од којих једна спаја равнодневице (еквиноције) а друга краткодневицу и дугодневицу (солстиције), те две линије секле би се под правим углом у жижи у којој се налази Сунце. Као што се види са слике 2.9, линија која спаја тачке равнодневице дели орбиту на два неједнака дела. Пут који Земља пређе од 22. септембра до 21. марта краћи је од другог дела орбите који Земља пређе од 21. марта до 22. септембра. Због тога на северној хемисфери пролећа и лета трају седам дана више него јесен и зима, па је и број дневних часова током године већи од броја ноћних. Наравно, ситуација је обрнута на јужној хемисфери.

Земљина оса ротације ипак нема фиксан положај у односу на раван орбите, већ се кружно клати у правцу кретања казаљки на сату. Тако, Северни пол није увек у истој мери окренут према Сунцу током лета. Ово клаћење се зове *ӣрецесија* и има период од 26 600 година. Прецесија доводи до тога да се прекретнице лагано померају дуж орбите у правцу казаљке на сату. Орбита такође ротира у сопственој равни у правцу супротном правцу казаљке на сату, али много спорије. Суперпозиција ова два кретања доводи до тога да се равнодневичке тачке померају уназад по орбити, и то тако да се сваких 22 000 година поново нађу у почетним тачкама.

Поред тога, мада се врло споро мења, нагиб Земљине осе ротације у односу на нормалу повучену на раван орбите није константан. Он варира од 22° до 25° у циклусу од 41 000 година.

Постоји још један процес који утиче на осунчавање. Наиме, ексцентрицитет Земљине орбите се лагано мења. Сада је релативно низак (око 1%), али може да буде и знатно већи (око 6%). Између две фазе високог ексцентрицитета прође око 100 000 година.

Према савету Кепена (Köppen), Миланковић је претпоставио да је за почетак ледених доба важно да дође до смањеног осунчавања током топлог дела године на северној хемисфери. До овог смањења би долазило због комбинованог ефекта описаних кретања. При томе, нарочито погодни услови за настанак ледених доба наступили би када би се сви поменути ефекти максимално појачали. У складу с тим, Миланковић се прихватио посла на израчунавању расподеле Сунчевог зрачења на површини Земље. У принципу једноставан, овај задатак у пракси није било нимало лако обавити. Земља се обрће око себе (ротација) и окреће око Сунца (револуција) по орбити чија се геометрија мења, оса њене ротације је нагнута у односу на раван орбите и кружно се клати, а још се и нагиб осе ротације мења. При томе, осунчавање зависи и од географске ширине.

Резултати Миланковићевих прорачуна показују како су се осунчавања мењала током времена у зависности од астрономских фактора и географских ширина. По њима утицај циклуса нагиба осе ротације од 41 000 година велики је на половима и смањује се како се иде према екватору. Насупрот томе, утицај прецесије са периодом од 22 000 година је мали на половима и расте идући према екватору. Преостали задатак, процену реакције леденог покривача на промену осунчавања, Миланковић је завршио крајем тридесетих година. Овде је главну тешкоћу представљала процена ефекта повратне спреге између повећане количине леда и осунчавања услед промене албеда.

За процену тачности Миланковићеве теорије било је неопходно идентификовати и датирати геолошке слојеве настале у време ледених доба. Захваљујући развоју нових техника датирања, прикупљања и идентификовања релевантних узорака, формиран је спектар климатских варијација за последњих 500 000 година. У њему је доминантан циклус од 100 000 година, који одговара периодичној промени ексцентрицитета Земљине орбите. Међутим, мада мање изражени, јасно се уочавају и циклуси од 43 000 година који одговарају променама нагиба осе ротације, као и два циклуса са периодима од 24 000 и 19 000 година, што је блиско периоду промена прецесија. Приказани резултати представљали су значајну потврду исправности Миланковићеве теорије.

Сматра се да су промене угљен-диоксида претходиле променама климе. Недостајућа карика би могао да буде планктон у мору. Предложена је теорија по којој повећање светлости доводи до увећања количине планктона који узима угљен-диоксид из атмосфере, што доводи до хлађења. Према томе, за нумеричко симулирање промена климе био би потребан и детаљан рачун угљениковог циклуса, уз узимање у обзир и биолошких величина.

Али док је веза између астрономских параметара и ледених доба овим непобитно утврђена, није очигледан механизам настајања и престанка глацијалних и међуглацијалних периода. Ту има још више загонетки које су предмет живог интереса. На пример, зна се да се током последњих два-три милиона година догађала смена ледених доба са основним периодом од око 100 000 година, што одговара периоду промене ексцентрицитета Земљине путање. Али, промена ексцентрицитета путање производи промену у интензитету зрачења које доспева на Земљу од само 0,2%. Од утицаја посматрања три астрономска параметра овај је бројно најмањи, па је ипак он доминантан у ритму промене климе. Поставља се, наравно, питање зашто. Одговор је сигурно у вези са величином амплитуде утицаја, тј. са питањем како долази до тога да тако мала промена зрачења има за последицу тако велике промене климе.

Угљен-диоксид у механизму ових промена мора да има основну улогу. И о променама температуре и о променама концентрације угљен-диоксида постоје данас већ веома тачни и поуздани подаци за период од последњих око 150 000 година. Подаци о температури добијају се анализом љуштура морских организама из седимената са морског дна, а они о концентрацији угљен-диоксида анализом стварне концентрације угљен-диоксида у мехурићима ваздуха заробљеног у антарктичком леду. До података о садржају угљен-диоксида дошло се и на друге начине, који су потврдили тачност мерења из мехурића у леду (поглавље 16.9). Добијени подаци показују да су се два отопљења којима су наступили међуглацијални периоди догодила нагло, а да се хлађење између њих до максимума интензитета глацијалног периода догодило постепено и да су промене концентрације угљен-диоксида и температуре у великој мери пратиле једна другу.

16.11 Пројекције климе у будућности

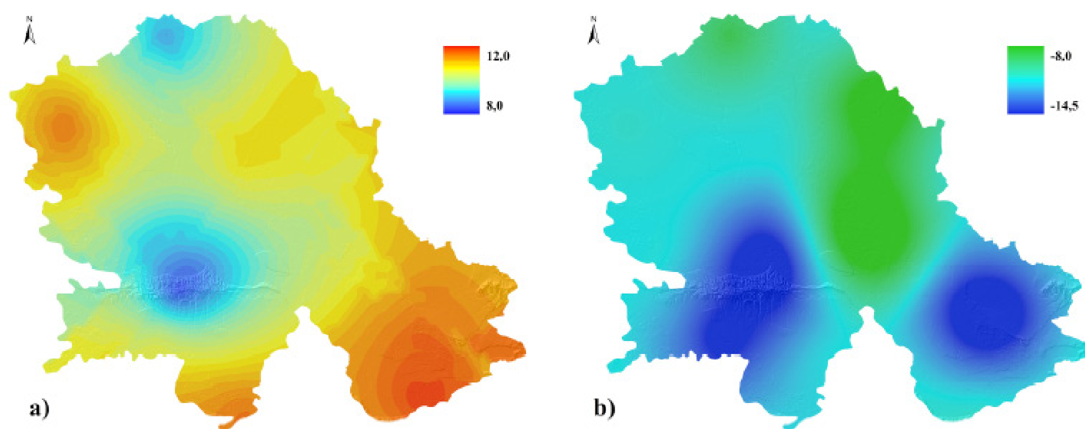
Климатски модели користе квантитативне методе да би њима симулирали интеракције између атмосфере, океана, тла и леда. Они се користе у различите сврхе у распону од проучавања климатског система па до пројекција климе у будућности и дизајнирани су за употребу на временској скали у распону од десет година до једног века, а у новије време и до неколико хиљада година. Ови, рачунарски веома захтевни, нумерички модели се базирају на интеграцији једначина динамике флуида, као и хемијских а понекад и биолошких једначина. Климатски модели морају да задовоље следеће принципе: 1) да су базирани на добро дефинисаним физичким принципима; 2) да добро репродукују осмотрене карактеристике климе у садашњости, као и климатске промене у прошлости и 3) да омогуће поуздану процену климатских промена у будућности на континенталном и већем просторном размеру.

Сценарио климатских промена је један кохерентан, унутрашње конзистентан и највероватније остварљив опис будуће климе, који је конструисан за употребу у истраживању могућих последица климатских промена условљених човековом делатношћу (IPCC, 2001). Напоменимо да се њиме не предвиђа клима у будућности. Сценарио климатских промена се користи: 1) да би се обезбедили подаци за студије процене о осетљивости, степену утицаја и адаптације у појединим човековим делатностима; 2) да се код људи подигне ниво свести о климатским променама и њиховим последицама; 3) као значајна помоћ у стратешком планирању на нивоу државе; 4) за дефинисање најостварљивијег правца у коме треба да иде неко друштво у будућности; 5) да се прикупе наша сазнања о будућности и 6) да би се истражиле последице политичких одлука.

Климатски сценарио. Треба направити јасну разлику између климатског сценарија и сценарија климатских промена (IPCC, 2001). Овај потоњи се односи на опис разлике између неке климе која је најостварљивија у будућности и постојеће климе (контролне – како је још зову), при чему се ова разлика анализира преко месечних, сезонских и годишњих вредности метеоролошких елемената које се добијају из климатског модела. Овај сценарио може да се схвати као поступак који је неопходан пре него што се конструише тзв. *климатски сценарио*. Он је комбинација сценарија климатских промена и описа постојеће климе проистеклог из климатолошких осматрања тј. пажљиве анализе климатског режима. Првобитно је направљено четрдесет климатских сценарија, да би се потом тај број свео на шест и коначно на три као најчешће употребљавана – A2 (песимистички), A1B (умерен) и B1 (оптимистички).

Скалирање на мањи просторни размер (енгл. downscaling). За многе климатске студије и сценарија заснована на подацима добијеним из глобалног климатског модела, због њихове временске и просторне резолуције, није могуће донети закључке о климатским променама у региону. Такође, за конструисање регионалних сценарија климатских промена потребна је детаљнија спецификација орографије и карактеристика подлоге на регионалном нивоу, будући да они највише доприносе специфичностима климе у региону. Из тог разлога се прибегава тзв. „скалирању на мањи просторни раз-

мер", које представља скуп техника које се примењују са циљем да се добије информација о клими за већу резолуцију на основу података који се добијају из глобалног климатског модела са грубљом *резолуцијом*. Ово је могуће урадити: 1) *скалирањем на мањи просторни размер статистичким поступком* или 2) *скалирањем на мањи просторни размер динамичким поступком* тј. преко тзв. регионалних модела, који у принципу имају исту структуру као и глобални климатски модели, само што им је просторна резолуција мања (10–50 km). На слици 5.5 приказане су релативне промене у процентима: а) средње годишње температуре ваздуха и б) средње годишње висине падавина у Војводини, при чему је поређен период 1992–2008. год. (осмотрени) са пројекцијом климе за 2040. год. добијеном скалирањем на мањи просторни размер статистичким поступком [Малиновић и др. (Malinović et al., 2013)].



Слика 5.5 Релативне промене (%): а) средње годишње температуре ваздуха и б) средње годишње висине падавина у Војводини. Поређен је период 1992–2008. год. (осмотрени) са пројекцијом климе за 2040. год. добијеном скалирањем на мањи просторни размер статистичким поступком [Малиновић и др. (Malinović et al., 2013)].

17. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМЕ И ОПИСИ НЕКИХ КЛИМА

У овој глави ћемо се позабавити тзв. класификацијом климе, која има велики практичан значај у људској делатности. Осим општих напомена везаних за њу, пажња ће бити на Кепеновој класификацији, која је најзаступљенија у метеорологији али и у географији, пољопривреди, итд. Један део пажње ће бити усмерен ка попису и опису најзначајнијих климатских индекса, који су често незаобилазни при проучавању климе и феномена суше у појединим областима. На крају ћемо се осврнути на климу Србије и Војводине. Клима Војводине је издвојена у посебну целину управо због значаја који Војводина има у Србији када је у питању пољопривредна производња. Обе климе су приказане у виду једне климатске „скице" пошто њихов детаљнији приказ захтева више простора, што превазилази оквир овог уџбеника.

17.1 Уводне напомене о класификацији климе

Географска расподела појединих климатских елемената указује на постојање одређених зависности климе од географске ширине, расподеле копна и мора, рељефа, морских струја итд. Очигледно је да се типови климата који се састоје од климатских елемената потчињавају истим географским закономерностима. Одатле следи да је могуће издвајање и уношење у карту географске распрострањености појединих *типова климата*. Овим поступком долази се до *класификације климатских типова*, у чијим се оквирима може извршити и *климатска рејонизација* Земљине површине или њених мањих делова.

Класификација климе има велики теоријски и практични значај. Отуда и покушаји везани за њу потичу још од доба када су многе природне науке биле у повоју. Из јасне потребе за класификацијом климе истакнута су два принципа класификације: а) свођење бројних локалних клима на неколико група, према више или мање тачно дефинисаним критеријумима и б) све сличне климе сврставају се у једну заједничку групу с мање или више тачно одређеним карактеристикама, с циљем да се обави типизација клима али и очувају њене специфичности. Постоје две групе класификација – генетска и ефективна. *Генетска* класификација полази од опште циркулације атмосфере, тј. зоналне расподеле ветрова при Земљиној површини. У овом типу битни су: распоред копна и мора уз посебно наглашавање степена континенталности, утицај рељефа, трајање кишног периода, итд. Код *ефективне* класификације полази се од последица које клима оставља на биљни свет, тло, отицање воде итд. У њој је од посебног

значаја прецизан третман биљног покривача, будући да се он прилагођава локалним климатским условима.

Од првих покушаја па до данас утемељено је више класификација климе. Основу сваке од ње сачињава анализа једног или ређе два или више климатских елемената. Будући да климу једног региона карактерише укупно дејство свих климатских елемената, онда није тешко закључити да управо ова чињеница доприноси томе да многе класификације климе са пуно оправданости можемо прогласити непотпуним. Међутим, далеко смо од тврдње да класификације климе немају добрих страна. Напротив, могуће је наћи доста примера о њеној оправданости. Поред наведених, постоје и посебне класификације климатских типова – нпр. за потребе саобраћаја и технике итд.

Број класификација климе нагло се увећао од друге половине 19. века. Све постојеће могу углавном да се сврстају у шест група. Оне су засноване на анализама: 1) *хидродинамичких показатеља средњих месечних и средњих годишњих температура и годишње суме падавина*, као што је, на пример, Кепенова класификација климе која је по први пут изложена 1900, а затим је више пута допуњавана и поправљана; б) *климата одређених предела* са употребом још неког елемента атмосферске циркулације (класификација Де Мартона (De Marton)); в) *дејства климата на остале компоненте географске средине*. Такву класификацију климе дао је Берг (Berg); г) *особина својствених биљној физиологији* као што је Торнтвајтова (Thorntwaite) класификација; д) *процеса који дају главне карактеристике климату*. Овакву класификацију климата дао је Алисон (Alison); ђ) *средњих месечних температура најхладнијег и најтоплијег месеца*. Таква је класификација климата коју је направио Кајгордов (Kajgordov).

У даљем тексту пажња ће бити посвећена Кепеновој класификацији. Она је изабрана за рејонизацију поднебља наше државе. Осим тога, Кепенова класификација једна је од највише цењених, цитираних и примењиваних при решавању практичних и научних проблема. Кепенова класификација при издвајању типова и подтипова узима у обзир одређену средњу месечну и средњу годишњу температуру ваздуха и годишњи распоред падавина углавном без обзира на њихове количине.

17.2 Класификација климе по Кепену

Као што је поменуто, основу Кепенове класификације климе чине температуре ваздуха и количина падавина. Кепен је на основу: 1) средње месечне и средње годишње температуре ваздуха, 2) средње месечне температуре ваздуха најтоплијег и најхладнијег месеца у години, 3) одређеног броја месеци са одређеном температуром, са једне стране и 4) средњих месечних и средњих годишњих количина падавина и појаве средње максималне и средње минималне количине падавина у одређеним месецима, као и броја месеци са одређеним количинама падавина, с друге стране, извршио исцрпну класификацију климе већих или мањих региона, као и целе Земље.

Значење симбола у класификацији по Кепену. Кепенова класификација обухвата пет главних климата: А – тропски влажни, В – суви, С – умерено топли и влажни,

D – бореално умерени хладни и E – снежни поларни. У климатима A, B, D и E издвојена су по два типа, док су за климат C издвојена три типа, тако да у овој класификацији има укупно 11 климатских типова и већи број подтипова или варијетета. Сваки климатски тип и подтип обележен је одређеним словом латинице, које има специјално значење у односу на температуру ваздуха и количину падавина.

Овде ће бити дат детаљнији опис само оних климата, типова и подтипова који се јављају на територији наше земље, и то оним редом којим условљава обим њиховог распрострањења: C климат (умерено топла кишна клима), D климат (бореално- субарктичка кишна клима), и E (снежна поларна клима).

C климат има средњу месечну температуру ваздуха најхладнијег месеца у години од –3 °C до 18 °C. Овај климат заступљен је у нашим крајевима са три и више подтипова. Типови су одређени према годишњем ходу количине падавина и појаве екстремних количина падавина у току године, као и према средњој месечној температури најтоплијег и најхладнијег месеца у години. Ти типови су следећи: *Cs* – који има суво раздобље у топлом делу године, али тако да најсувљи топли месец има мање од трећине падавина најкишовитијег хладног месеца. То је тзв. *маритимно-суптропска* клима изазвана летњим струјањем ваздуха услед периферијом ојачалог и према већим географским ширинама помереног суптропског антициклона. Клима која би одговарала наведеној карактеристици овога типа код нас, додуше, постоји, али не као чисто изражен Cs тип. То је због тога што се сматра да је једна област сува кад је бројна вредност годишње количине падавина изражена у центиметрима мања од двоструке средње годишње температуре ваздуха те области, а таквих случајева код нас нема. *Cw* – који има суво раздобље у хладном делу године, али тако да најсувљи хладни месец има мање од једне десетине падавина најкишовитијег топлог месеца. Клима која би у потпуности одговарала овом типу код нас не постоји, али зато постоје подтипови овога типа. *Cf* – која има падавине прилично равномерно распоређене преко целе године. Овај тип климе са многобројним подтиповима заузима највеће пространство у нашој земљи.

Услед мешања особина појединих типова не може се повући јасна граница између њих, те се јављају њихови подтипови који се обележавају са три или више слова. Такав скраћен начин обележавања климатских типова и њихових подтипова Кепен је назвао „*климатске формуле*".

Према бројној вредности средње месечне температуре ваздуха најтоплијег месеца у години *Cs* тип добија ознаке *a* и b. Слово *a* означава да је средња месечна температура ваздуха најтоплијег месеца у години виша од 22 °C, док слово b означава да је средња месечна температура ваздуха најтоплијег месеца у години нижа од 22 °C, а виша од 10 °C. Оба ова подтипа, дакле *Csa* и *Csb*, припадају поменутој маритимно-суптропској клими.

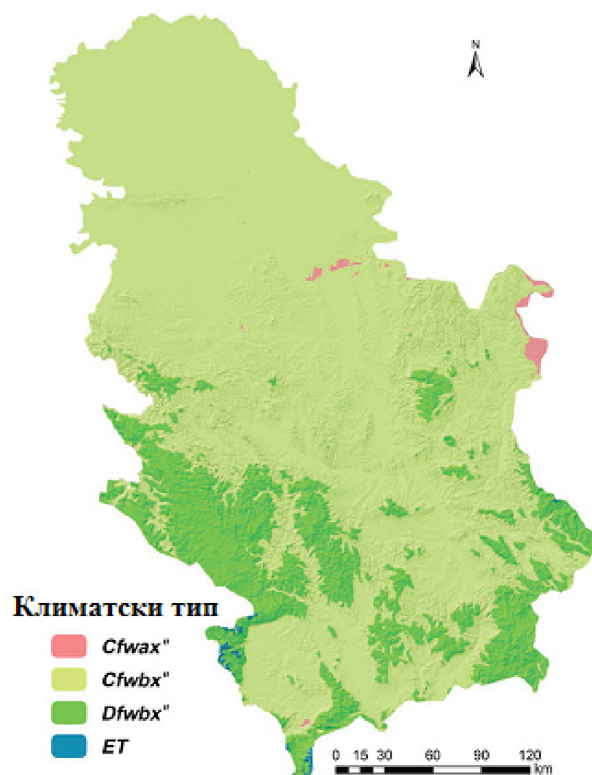
Максимална количина падавина у пролећним или јесењим месецима у току године означена је словом x. Ово слово се ставља на крају „климатске формуле". Када се уз примарни максимум количине падавина појављује и секундарни, онда настаје „рачвасти" подтип који се обележава са x''. Слово x са две цртице, дакле x'', значи да се максимална количина падавина јавља у пролеће или рано лето (март до јуна), а секундарни касно

у јесен. Овај јесењи максимум падавина може бити и већи од пролећног. Рачвасти тип може да се јави и код ознаке за годишњи ход количине падавина, дакле код ознаке *s* и *w*, што значи да је кишни период зими, односно лети подељен у два максимума са краћим сувљим периодом између њих.

D климат има средњу месечну температуру ваздуха најхладнијег месеца у години нижу од –3 °C, а најтоплијег месеца вишу од 10 °C. Ово је *континентална* клима са изразитим годишњим добима и великом годишњом амплитудом температуре ваздуха. Типови и подтипови *D* климата могу имати исте ознаке као што их имају типови и подтипови *C* климата. У нашим крајевима јавља се *Df* тип, и то углавном *Dfb* тип. Овај подтип има средњу месечну температуру ваздуха у најтоплијем месецу у години нижу од 22 °C, и средњу месечну температуру ваздуха бар четири месеца вишу од 10 °C.

E климат има средњу месечну температуру ваздуха најтоплијег месеца у години нижу од 10 °C. То је хладна клима поларних крајева са вечитим снегом и мразом (*Ef* тип), која је на територији наше земље заступљена на највишим планинама.

На слици 5.6 приказана је класификација климе по Кепену за територију Србије. За више детаља о поступцима и критеријумима који су везани за ову класификацију читалац се упућује на једну од књига Михаиловића (Михаиловић, 1988; Михаиловић и др., 2008).



Слика 5.6 Класификација климе Србије по Кепену [Михаиловић и др. (Mihailović et al., 2015b)]

Недостаци Кепеновог система. Кепенов систем има одређених недостатака. Један од главних лежи у чињеници да се са овим системом класификације од свега неколико типова, који се одређују према установљеним, оштро дефинисаним граничним условима, врши класификација огромног броја локалних клима у свету. На тај начин, на прелазима из једног типа у други, нужно се јављају различито изражена одступања или неодређености због мешања њихових особина. Такође, када се врши класификација клима на малом подручју, због неузимања у обзир географског положаја, могуће је да се два предела, знатно различита по особинама континенталности и орографије, сврстају у исти подтип.

17.3 Климатски индекси

Поступком климатске класификације само се оквирно одређује клима одређеног подручја. Међутим, уколико је о типу климе потребно знати и више информација, онда је неопходно познавати и поједине *климатске индексе* или, пак, *климадијаграме*. С обзиром на зависност вегетације од садржаја влаге у земљишту и испаравања, показало се да је упутно образовати такве индексе који би наговестили климатску карактеристику предела у погледу испаравања и поседовања влаге у земљишту. Навешћемо неке који се најчешће користе.

Конрадов (Conrad) индекс континенталности климе K_c дефинисан је као

$$K_c = \frac{aA}{sin(\varphi + b)} - c, \qquad (5.1)$$

где уведене ознаке имају следећа значења: a – константа која износи 1,7 $^{o}C^{-1}$, A – годишње колебање температуре ваздуха, φ – географска ширина, b – константа која износи 10^{o} и c – бездимензиона константа која износи 14. Вредности овог емпиријског показатеља крећу се у интервалу од 0 до 100.

Коефицијент влажности Иванова (Иванов) K_I, који се дефинише преко израза

$$K_I = \frac{P_m}{E_m}, \qquad (5.2)$$

где су P_m и E_m месечне висине падавина и испаравања, редом, изражене у милиметрима.

Познато је да је тешко, ако не и немогуће, поуздано одредити месечну висину испаравања. Због тога нам на располагању стоји читав низ емпиријских формула. Преко тих формула, уз коришћење метеоролошких елемената од којих зависи испаравање а који су лакше мерљиви, одређујемо висину испарене воде са неке природне површине, као што је већ детаљно описано у поглављу 10.5. У табели 5.2 дати су приказ вредности коефицијента влажности по Иванову и одговарајуће ознаке периода.

коефицијент влажности	**ознака периода**
0–10	период суше
10–25	сушно
26–50	недовољна влага
51–100	стална влага
>100	мокар период

Табела 5.2 Вредности коефицијента влажности Иванова K_I и одговарајуће ознаке периода

Индекс сувоће Де Мартона (De Martonne) I_M дефинисан је као

$$I_M = \frac{12P_m}{T_m + t_{10}}, \tag{5.3}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: P_m – месечна висина падавина (mm), T_m – средња месечна температура ваздуха (°C) и t_{10} – константа која има вредност 10 °C. Према индексу сувоће Де Мартона, могуће је разликовати климатске области које имају карактеристику: *ареизма* – без правилног отицања воде од падавина, *ендореизма* – отицање воде од падавина, али без тога да доспева до океана и *егзореизма* – отицање воде од падавина које доспева до океана. У табели 5.3 је дат приказ климатских области и одговарајућих климатских карактеристика према величини индекса сувоће Де Мартона.

индекс	**област**	**карактеристика**
0–5	пустиње	ареизам
5–10	полупустиње	ендореизам
10–20	степе	ендореизам или егзореизам
20–30	саване	
30–40	слабе шуме	егзореизам
≤40	високе шуме	

Табела 5.3 Карактеристике климатских области према индексу сувоће Де Мартона I_M и одговарајуће карактеристике климатских области

Хидротермички коефицијент Сељанинова HTK, често коришћен климатски индекс, дефинисан је на следећи начин

$$HTK = \frac{10P_p}{S_{10}}, \tag{5.4}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: P_p – сума падавина (mm), а S_{10} – сума температура већих од 10 °C за посматрани период. При израчунавању овог коефицијента могуће је користити различите временске периоде који су значајни са становишта пољопривреде: вегетациони период у целини, фенолошке фазе у развоју биљака или, пак, изабране месеце или сезоне. У табели 5.4 дата је климатска класификација хидротермичког коефицијента Сељанинова, коју је за агроеколошке услове Србије направила Оторепецова (1980).

НТК	обележје	НТК	обележје
0,5	суво	1,0–1,3	недовољно влажно
0,5–0,7	врло суво	1,3–1,5	умерено влажно
0,7–0,9	сушно	1,5–2,0	влажно

Табела 5.4 Модификована климатска класификација хидротермичког коефицијента Сељанинова НТК за Србију (Оторепец, 1980)

Кишни фактор Ланга (Lang) L се одређује преко израза

$$L = \frac{P_g}{T_g}, \tag{5.5}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: P_g – просечна годишња висина падавина (mm), а T_g – просечна вишегодишња температура ваздуха (°C). Према величини кишног фактора Ланг је класификовао обележја климатских области (табела 5.5).

L	област	обележје
0–20	пустиња	аридна
20–40	полупустиња	
40–60	степа и савана	
60–100	слабе шуме	хумидна
100–160	високе шуме	
>160	степе и тундре	перхумидна

Табела 5.5 Обележја климатских области према кишном фактору Ланга *L*

17.4 Клима Србије

У овом поглављу даћемо један сажет приказ климе Србије, који би пре могао да буде назван климатска скица. Овакав приступ је последица ограниченог расположивог простора условљеног концепцијом овог уџбеника. Наравно да то неће да умањи ваљаност закључака. За приказ климатских елемената у нашој земљи коришћени су подаци из *Метеоролошких годишњака* Републичког хидрометеоролошког завода Републике Србије за период 1961–1990. год., као и анализе и коментари из књиге Радиновића (1981).

Клима Србије може да се опише као умереноконтинентална, са мање или више израженим локалним карактеристикама. Просторна расподела параметара климе условљена је географским положајем, рељефом и локалним утицајем, као резултатом комбинације рељефа и расподеле ваздушног притиска већих размера, експозицијом терена, присуством речних система, вегетацијом, урбанизацијом итд. Од географских одредница које карактеришу битне синоптичке ситуације значајне за време и климу Србије треба споменути Алпе, Средоземно море и Ђеновски залив, Панонску низију и долину Мораве, Карпате и Родопске планине, као и брдовито-планински део са котлинама и висоравнима. Преовлађујући меридионални положај котлина река и равничарски предео на северу земље омогућују дубоко продирање поларних ваздушних маса на југ.

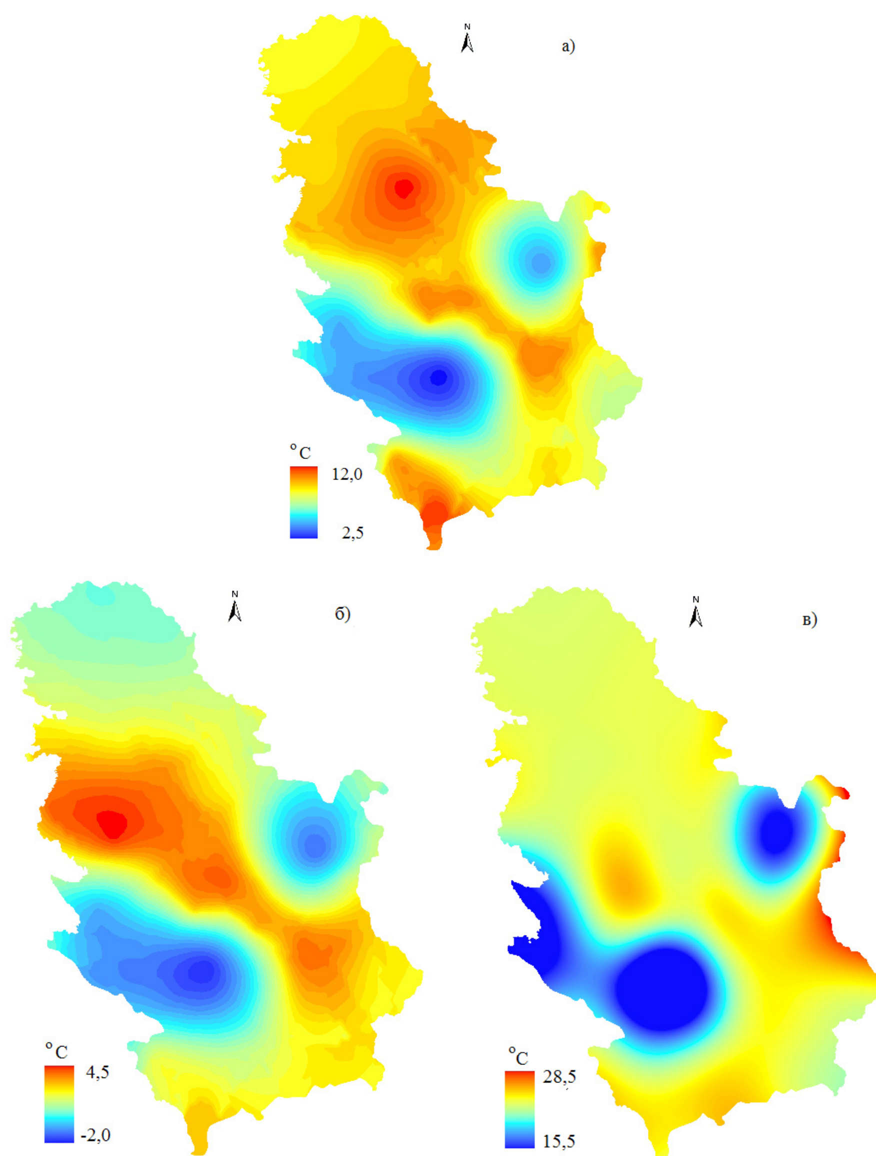
Атмосферски притисак. Просторна расподела атмосферског притиска ваздуха у Србији условљена је двема групама фактора. У прву спадају особености опште циркулације атмосфере изнад јужне Европе. Друга група обухвата топографске и друге географско-физичке карактеристике наше земље и околних области. Средња расподела притиска на морском нивоу има годишњи ход. У том ходу највеће разлике у средњим вредностима и хоризонталној расподели постоје између најхладнијег и најтоплијег месеца.

Најизразитија карактеристика хоризонталне расподеле притиска сведеног на морски ниво у Србији је постојање поља високог притиска, које је обухваћено подручјем које се протеже од југоисточне Европе, преко бугарске границе ка западном делу Балканског полуострва. На бугарској граници овај гребен је широк и захвата целу ужу Србију. Затим се даље на западу и северозападу нагло сужава у клин, чија се оса приближно налази на линији Власина – Прокупље – Бајина Башта. У Панонској низији налази се област ниског притиска, где је и најмањи градијент притиска. У току лета се широк гребен Азорског антициклона пружа преко западне и централне Европе све до Карпата. У ту област високог притиска укључено је цело Балканско полуострво. Летња расподела притиска је под изразитим утицајем гребена Азорског антициклона. Тај гребен се пружа од Алпа на југоисток, тако да се његова оса приближно налази на линији која спаја Крагујевац и Целовец. Нешто нижи притисак се налази у Војводини. Умерене географске ширине се карактеришу честим стварањем и брзим премештањем циклона и антициклона. То се одражава на колебање притиска ваздуха, па су та колебања

и у нашој земљи знатна. Колебања су највећа у зимским, а најмања у летњим месецима. Са друге стране, колебања се смањују са севера на југ, пошто се и интензитет барских система од умерених до суптропских ширина постепено смањује. Осим географске ширине, на променљивост притиска утиче и надморска висина. Тако се у хладном делу године променљивост притиска са висином смањује, док се у топлом делу године повећава. Апсолутно колебање притиска у нашим крајевима се креће у границама 60–65 mb, а у неким тачкама може да премаши 70 mb.

Температура ваздуха. Један од најважнијих климатских елемената је температура ваздуха, пошто топлотно стање и температурни режим неког места практично одређује климатски тип. Већ смо рекли да се температура мења са географском ширином због промене биланса зрачења, затим са географском дужином због промене утицаја маритимности и континенталности и са висином због адијабатског хлађења. У складу са условима зрачења, температура ваздуха у нашој земљи се према вишим ширинама смањује у свим месецима, па и у просечној годишњој вредности. Због овог фактора средња годишња температура у местима на северу земље нижа је од температуре у местима са подједнаком висином на југу земље за 1,3 °C (сл. 5.7а). При томе се може уочити да се јануарска температура брже смањује према северу него јулска. Због тога се годишње колебање температуре повећава у истом правцу. Због адијабатског хлађења, удаљавања од подлоге преко које атмосфера прима већи део топлоте и промене биланса зрачења, температура се са висином смањује у свим месецима. Ово смањење је зими спорије него лети. Тако, на пример, температура ваздуха у неким планинским пределима у јануару просечно се смањује за 0,32 °C на сваких 100 m висине, а у јулу за 0,62 °C, тј. скоро два пута више. Слично је и са вертикалним температурним градијентима у прелазним годишњим добима. У пролеће температура опада са висином просечно за 0,69 °C, а у јесен за 0,48 °C на 100 метара висине. Оваква промена температуре утиче да се ублажавају температурне разлике између годишњих доба са висином.

Средња годишња температура ваздуха за подручја са надморском висином до 300 m износи 10,9 °C, а за подручја са надморском висином од 300 m до 500 m око 10,0 °C. У планинским пределима од преко 1 000 m надморске висине средње годишње температуре су око 6,0 °C, а на висини преко 1 500 m око 3,0 °C (сл. 5.7а). Јесен је топлија од пролећа. Најхладнији месец је јануар са средњом месечном температуром у интервалу од –6,0 °C у планинским пределима до око 0,0 °C у равничарским деловима земље. Највишу средњу јануарску температуру од 0,4 °C има Београд због израженог урбаног утицаја, док подручја са надморском висином до 300 m имају средњу јануарску температуру од –1,0 до 0,0 °C, где се издваја подручје Тимочке крајине и изражених котлина са средњим температурама у јануару и до –3,0 °C. За места са надморском висином у интервалу од 300 до 500 m, средње јануарске температуре се крећу од –3,0 до –1,0 °C, а у местима са надморском висином преко 1 000 m од –6,0 до –3,0 °C (сл. 5.7б). Најтоплији месец је јул са средњом месечном температуром у интервалу од 11,0 до 22,0 °C. Подручја са надморском висином до 300 m имају средњу јулску температуру у интервалу од 20,0 до 22,0 °C, као и нека места у јужној Србији чија је надморска висина од 400 до 500 m.



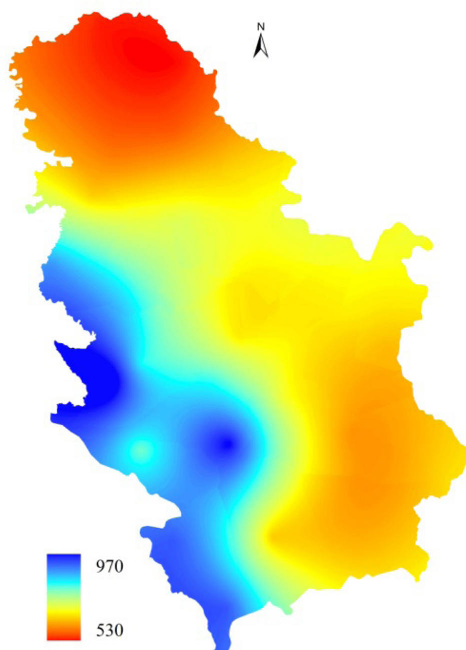
Слика 5.7 Средње температуре ваздуха (°C) у Србији за период 1961–1990: а) годишња, б) јануарска и (в) јулска

Изнад 1 000 m надморске висине, средња јулска температура је у интервалу од 11,0 до 16,0 °C (сл. 5.2в). Најниже температуре у периоду 1961–1990. године су регистроване у јануару и крећу се у интервалу од –35,6 °C (Сјеница) до –21,0 °C (Београд). Апсолутни максимуми температуре у посматраном периоду измерени су у јулу и крећу се у интервалу од 37,1 до 42,3 °C. Температурни екстреми, од када се обављају мерења у Србији до сада, имају следеће вредности: највиша температура од 44,9 °C измерена је 24. 7. 2007. године у Смедеревској Паланци, а најнижа од –39,0 °C измерена је 26. 1. 2006. године у Карајукића Бунарима на Пештерској висоравни.

Падавине су климатски елемент који највише карактерише поднебље Србије. Поред тога, од висине падавина у току године зависи живот биљака и многе људске активности. Стога се проучавању режима падавина и њеним другим особеностима свуда, па и у нашој земљи, поклања посебна пажња.

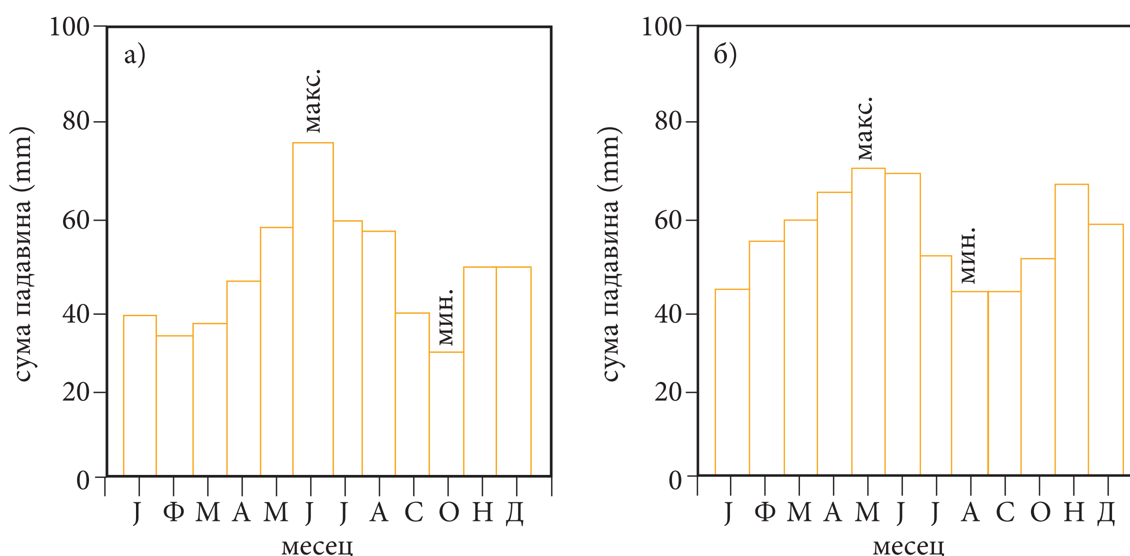
С обзиром на атмосферске процесе и карактеристике рељефа, падавине су на територији Србије неправилно распоређене у времену и простору (сл. 5.8). Годишња сума падавина за целу земљу износи 896 mm. Годишње количине падавина у просеку расту са надморском висином. Сувље области, са падавинама испод 600 mm, налазе се на североистоку земље, као и у долини Јужне Мораве и делу Косова. Област коју чине Подунавље, долина Велике Мораве и њен наставак према Врању и Димитровграду имају током године до 650 mm падавина. Идући на исток, у област Хомољских планина, годишње суме падавина достижу вредности близу 800 mm. Слично је и у планинским пределима на југоистоку Србије. Већа и компактнија област према западу и југозападу представља најкишовитије пределе Србије. Према Пештерској висоравни и Копаонику вредности расту до 1 000 mm годишње, а неки планински врхови на југозападу Србије имају обилније падавине и преко 1 000 mm.

Екстреми падавина од када постоје мерења до сада су следећи: (1) најсушнија је била 2000. година, када је измерено само 223,1 mm у Кикинди, (2) најкишовитија је била 1937. година, када је у Лозници измерено чак 1 324,5 mm, (3) највећа месечна количина падавина регистрована је у јуну 1954. године у Сремској Митровици од 308,9 mm и (4) највећа дневна количина падавина регистрована је 10. 10. 1955. године у Неготину од 211,1 mm.



Слика 5.8 Годишње суме падавина (mm) у Србији за период 1961–1990. год.

Већи део Србије има континентални режим падавина, са већим количинама у топлијој половини године. Највише кише падне у јуну и мају. У јуну падне 12 до 13% од укупне годишње суме падавина. Најмање падавина имају фебруар или октобар, када у просеку падне 5 до 6% од укупне годишње количине падавина. Подручје југозападне Србије, услед рељефа, обронака високих планинских масива и утицаја медитеранске климе, има медитерански режим падавина са максимумом у новембру, децембру и јануару, а минимумом у августу. На сликама 5.9а и 5.9б су приказани годишњи ходови сума падавина за период 1961–1990. год. за Палић (станица са континенталним режимом падавина) и Неготин (станица која нема типичан режим падавина).



Слика 5.9 Годишњи ход суме падавина (mm) у Србији за период 1961–1990. год.: а) Палић и б) Неготин

Појава снежног покривача карактеристична је за период од новембра до марта, а понекад и за април и октобар, док га на планинама изнад 1 000 m може бити и у осталим месецима. Највећи број дана са снежним покривачем је у јануару, када се у просеку јавља 30 до 40% од укупног годишњег броја дана са снежним покривачем.

На крају описа климатске скице Србије додаћемо још неколико детаља. Годишње суме трајања Сунчевог сјаја крећу се у интервалу од 1 500 до 2 200 сати. Приземна ваздушна струјања су у великој мери условљена орографијом. У топлијем делу године преовлађују ветрови са северозапада и запада. Током хладнијег дела године доминира источни и југоисточни ветар – кошава. У планинским областима на југозападу Србије преовлађују ветрови са југозапада.

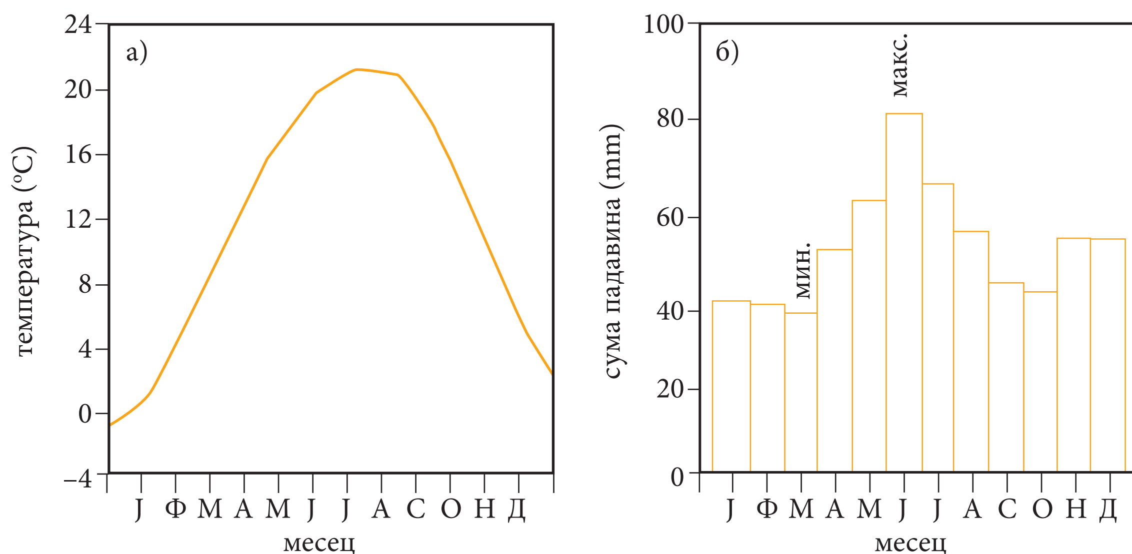
17.5 Клима Војводине

Војводина представља изразито пољопривредно подручје. Различити земљишни, биљни, а пре свега услови образовања климе у њеним појединим деловима указују на могућност рејонирања климе у односу на специфичне области животне средине и привредне делатности. Постоји доста литературних навода у којима се парцијално или интегрално описује клима Војводине или клима њених појединих делова. У њима се ово подручје разматра као област у којој влада умереноконтинентална клима са изразитим карактеристикама континенталног падавинског режима. За приказ климатских елемената у Војводини коришћени су подаци из *Метеоролошких годишњака* Републичког хидрометеоролошког завода Републике Србије за период 1948–1995. год.

Према географском положају, Војводина лежи у области континенталне климе са извесним специфичностима у појединим рејонима које се манифестују као елемент субхумидне и микротермалне, односно мезотермалне климе. С обзиром на то да је размак између најсеверније и најјужније тачке на територији Војводине 2° географске ширине, као и да је орографски склоп терена који обухвата без веће или шире изломљености, то се и не јављају изразитије температурне разлике између појединих локалитета и рејона. Поред запажене висинске уједначености терена, Војводина је као део Панонске низије највећим делом окружена планинским масивима, што има знатног утицаја на формирање основних климатских обележја. Већа отвореност војвођанског подручја према северу и западу условљава јаче утицаје ваздушних струјања и временских промена из ових праваца. Ове карактеристике у основи, уз велика годишња колебања температуре ваздуха, дају већи степен континенталног обележја клими Војводине него што би она по општем географском положају имала. Док се прелазна годишња доба одликују промењивошћу временских стања, лети се померањем суптропског појаса високог притиска према северу подручје Војводине налази под утицајем тзв. Азорског антициклона, са доста стабилним временским приликама и повременим, краћим пљусковитим падавинама локалног карактера. Међутим, током зиме временске прилике су под утицајем Атланског океана и Средоземног мора, као и зимског тзв. Сибирског антициклона. У Војводини је заступљена умереноконтинентална клима. Слика климатског подтипа који је углавном заступљен у њој постаје много јаснија ако се примени Кепенова класификација климе. Годишњи ход средњих месечних температура ваздуха добијен наведеним осредњавањима приказан је на слици 5.10а, док слика 5.10б приказује падавински режим Војводине за период 1948–1995. год. Режим падавина у Војводини делом носи обележје средњоевропског или, прецизније речено, подунавског режима расподеле падавина, са извесном неравномерношћу расподеле по месецима. Екстремне количине падавина јављају се почетком лета (јун) у виду максимума, и крајем јесени (новембар) или почетком пролећа (март) када су количине падавина најмање. На падавински режим овог подручја од великог утицаја су депресије које се прогресивно крећу од Ђеновског преко Тршћанског залива ка истоку, долинама Саве и Дунава према Црном мору. Прво слово

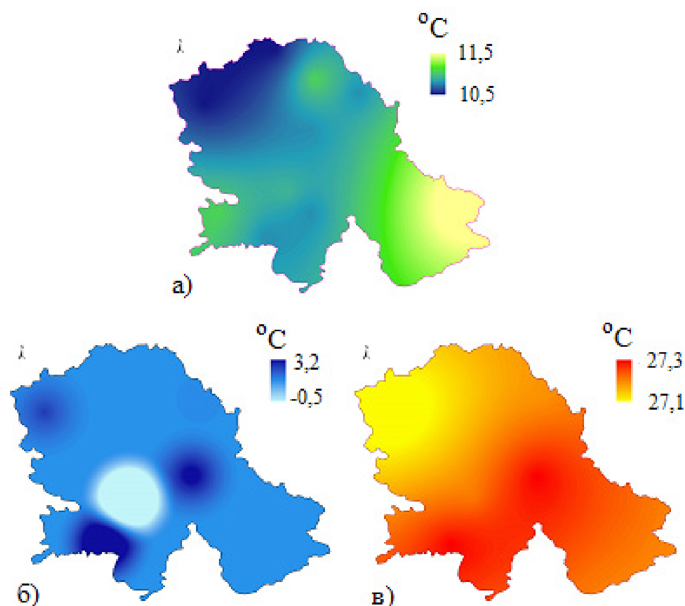
поменуте класификације је *C* [средња температура најхладнијег месеца је у интервалу −3,0 °C до 18 °C (јануар −0,7 °C); средња температура најтоплијег месеца је већа од 10,0 °C (јул 21,3 °C)]. Ово слово означава да се ради о умерено топлом кишном климату. Треће слово је *b* [средња температура најтоплијег месеца се налази у интервалу од 10,0 °C до 22,0 °C (јул 21,3 °C), а период са средњом месечном температуром је преко четири месеца (седам месеци у периоду април–новембар)]. Ово слово указује на чињеницу да се ради о области са топлим летом. Други симбол у Кепеновој формули је *f* који указује да се максимум падавина јавља у лето (јун 80 mm), док симбол *w* назначава да се минимум падавина јавља у зиму (март 35 mm). Коначно, симбол *x″*' указује да се код овог подтипа јавља и секундарни максимум падавина у позну јесен (новембар и децембар – 50 mm, слика 5.9б). Према томе, Кепенова климатолошка формула за подручје Војводине има облик *Cfwbx″*, што у описној форми одговара *умерено топлом кишном типу, са топлим летима, максимумом падавина у лето и секундарним максимумом падавина у позну јесен.* У појединим областима ова клима има извесних специфичности које је чине субхумидном и микротермалном, односно, мезотермалном климом.

Температура ваздуха. С обзиром на просторне размере (растојање између најсеверније и најјужније тачке мање је од 2° географске ширине) и орографске карактеристике Војводине, не могу да се уоче веће температурне разлике између појединих места. Гледано по местима, највеће осцилације средње месечне температуре ваздуха јављају се у зимским месецима новембру (1,5 °C), децембру (1,4 °C), јануару и фебруару (1,2 °C), док су у летњим месецима температуре много уједначеније. Такође, може да се уочи извесна неравномерност у расподели топлоте која може да се припише градијенту температуре ваздуха у правцу северозапад–југоисток, а који износи 0,8°C.



Слика 5.10 Годишњи ход: а) температуре ваздуха и б) суме падавина у Војводини за период 1948–1995. год.

Овај градијент је окарактерисан најнижим средњим месечним температурама ваздуха у региону Суботице и Сомбора (средња годишња температура је 10,7 °C), а највишим у Вршцу (средња годишња температура је 11,5° C). У Војводини, током вегетационог периода (април–септембар), средња температура ваздуха има вредност од 17,8 °C, док њена средња годишња температура ваздуха износи 11,0 °C.



Слика 5.11 Средње температуре ваздуха у Војводини за период 1948–1995. год.: а) годишња, б) јануарска и (в) јулска

Из расподеле средње годишње температуре (сл. 5.11а) може да се уочи да постоји благ пораст ових вредности идући од северозападних ка југоисточним деловима тј. од 10,7 °C (Палић) до 11,5 °C (Вршац), уз напомену да се подручје Фрушке горе карактерише температурама од 10 °C и ниже на теренима са надморском висином која је већа од 200 m. Чињеница да је у Војводини просечно најхладнији месец јануар са средњом температуром ваздуха од –0,7 °C и најтоплији јул са 21,3 °C, при чему је годишња амплитуда 22,0 °C и средња годишња температура ваздуха 11,0 °C, потврђује већ изнети закључак о умереноконтиненталном карактеру климе Војводине.

Годишњи ход температуре ваздуха у појединим деловима Војводине указује на извесне разлике у односу на средње вредности које се манифестују у већим или мањим одступањима. У јануару је у просеку најхладније у Палићу (–1,0 °C) (сл. 5.11б), а најтоплије у Вршцу (0,2 °C), док је у јулу већа равномерност расподеле температуре ваздуха (сл. 5.11в) пошто разлика између најтоплијих места Сенте и Јаше Томића са средњом температуром од 21,7 °C и најхладнијих (Сомбор и Шид) са 21,1 °C износи свега 0,6 °C. Иначе, годишње колебање температуре ваздуха је највеће у Сенти (22,5 °C),

а најмање у Вршцу (21,2 °C). Средња температура ваздуха у вегетационом периоду у Војводини износи 18,1 °C. Апсолутни минимуми температуре ваздуха у Војводини се налазе од новембра до марта између –26,7 °C и –32,6 °C (забележени 24. 1. 1963. у Врбасу и Вршцу).

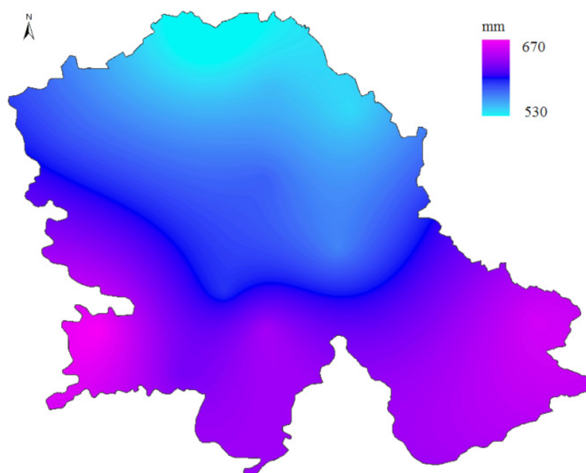
За планирање пољопривредне производње у неком региону, као и при одређивању мера заштите од метеоролошких појава неповољних по пољопривреду попут мраза и суше, од великог је значаја познавање броја дана са екстремним температурама ваздуха за тај регион. Учесталост појаве мразних и ледених дана тј. када је минимална, односно максимална дневна температура ваздуха мања од 0 °C у Војводини износи: 84,8 дана са мразом, односно 20,1 ледених дана током године. Мразни дани током године обухватају период од септембра до априла са највећом учесталошћу у периоду децембар–фебруар (60 дана) тј. 71% од укупног броја мразних дана. Изузетак су Гладнош, Кикинда и Вршац, где је за протеклу 51 годину пет пута регистрован мраз и у мају. Са становишта пољопривреде, најопаснијим се сматрају рани (јесењи) и касни (пролећни) мразеви, када биљке нису заштићене снежним покривачем и температура ваздуха се спушта испод 0 °C, а често и испод критичне температуре за опстанак биљака. Из тог разлога је често и важније познавати просечне датуме наступања првог и последњег мраза него број мразних дана. У периоду од 18. октобра до 18. новембра најраније можемо очекивати појаву мраза у касну јесен, док се термин последњег мразног дана протеже и до 23. априла.

Поред ниских, на биљке неповољно утичу и веома високе температуре ваздуха које, у зависности од врсте и фазе развића биљке, могу довести до повећања интензитета дисања и транспирације, ометања наливања зрна и превременог зрења. Због тога је од важности да се зна колики је просечан број летњих и тропских дана у појединим месецима, када је максимална дневна температура већа од 25 °C, тј. 30 °C као и просечан број тропских ноћи када је минимална дневна температура ваздуха већа од 20 °C. У Војводини је током вегетационог периода (април–септембар) просечан број летњих дана 87,6 тј. 47,8%, док је број тропских дана 27,1, што износи 14,8% вегетационог периода. Када се ради о екстремним вредностима температуре ваздуха, истакнимо да се апсолутни максимум температуре ваздуха у Војводини појављује у периоду од маја до септембра и то између 38,6 °C и 41,4 °C (забележен у Панчеву 6. 7. 1988).

Не отпочињу све биљке свој раст и развиће при истој температури. Доња граница температуре ваздуха при којој биљке улазе у одређену фенолошку фазу назива се биолошки минимум, а све температуре изнад биолошког минимума називају се активне температуре. У агрометеорологији се суме активних температура ваздуха изнад 10° C сматрају основним термичким показатељем могућности гајења одређене биљке на неком подручју, али се користе и као термичка граница за рентабилну производњу. Познавањем потреба биљке за топлотом изражених преко биолошких сума температура ваздуха за поједине фенолошке фазе могуће је на основу израчунатих сума активних температура ваздуха одредити највероватније датуме наступања појединих фенолошких фаза, што је знатно поузданије од простог сабирања броја дана. Вишегодишњи просек сума активних температура ваздуха већих од 10 °C у Војводини износи 3155 °C, а за вегетациони период и 3442 °C.

Као што је већ речено, трајање Сунчевог сјаја представља временски интервал у ком је било директног Сунчевог зрачења. Средња годишња сума трајања његовог сјаја за Војводину износи 2 059 сати, што износи 47% од његовог потенцијалног трајања. Најсунчанији месец је јул са просеком од 291 сат, односно са 63% од потенцијалног трајања Сунчевог сјаја. Међутим, најкраће просечно трајање Сунчевог сјаја показује децембар са 57 сати, односно са 21,5% његовог потенцијалног трајања у овом месецу. У вегетационом периоду просечна сума трајања Сунчевог сјаја износи 1 442 сата. Највећу суму трајања Сунчевог сјаја у Војводини имају места у Банату (Зрењанин – 2 149 и Кикинда – 2 104 сата).

Падавине. Падавине су веома значајан климатски елемент који има пресудну улогу у развоју биљака. Отуда и велики значај који се придаје обради овог климатског елемента. Као што је већ истакнуто, Војводина је позната по подунавском типу падавинског режима са извесним специфичностима, у ком је највећа количина падавина у јуну (главни максимум падавина) и крајем јесени, обично у новембру (секундарни максимум падавина), док се њихова најнижа вредност јавља почетком пролећа (март) када су количине падавина најмање. Највећа количина падавина у Војводини пада у јуну у доста мирном подручју средњег и јужног дела Баната као и западног Срема, са вредностима изнад 80 mm с једне стране и доста ограниченог подручја северног и средњег дела Бачке с вредностима испод 70 mm с друге стране. Прецизније речено, највеће јунске падавине колебају се између 88 mm у Шиду и Вршцу и 70 mm у Палићу. Месеци са најнижом количином падавина су март и октобар са вредностима између 29 mm (Палић) и 44 mm (Сомбор и Сремска Митровица).



Слика 5.12 Годишње суме падавина (mm) у Војводини за период 1948–1995. год.

Годишња количина падавина у Војводини показује веома неуједначен распоред, не само у ширим подручјима, већ и када се посматрају разлике које се јављају код блиских станица у истом рејону. Ово се односи не само на падавинама оскудне рејоне северне Бачке и северног Баната, где годишње у просеку падне мање од 550 mm падавина

(сл. 5.12), већ још више на брдовито подручје Вршачких планина и Фрушке горе, тј. северног Срема и југоисточног дела Баната, са више од 660 mm падавина. Просечна годишња количина падавина у Бачкој се колеба између 537 mm у Палићу и 602 mm у Новом Саду. У Банату, најмања количина падавина је у Кикинди (556 mm), а највећа у Вршцу (656 mm). Највећа просечна годишња количина падавина је осмотрена у Срему са тенденцијом повећања у подручју Фрушке горе, као и према његовим јужним и западним деловима (Шид 669 mm). Иначе, просек падавина за Војводину износи 602 mm.

У сезонској расподели падавина у појединим годишњим добима или у периоду вегетације, од почетка априла до краја септембра (вегетациони период), раније истакнуте неуједначености су само делимично ублажене. У овом периоду колебање количине падавина је најмање у Бачкој и износи свега 31 mm (Палић – 314 mm и Нови Сад – 345 mm). У Банату је то колебање знатно веће и износи 74 m (Кикинда 323 mm и Бела Црква 397 mm), док у Срему колебања износе 52 mm (Сремски Карловци 329 mm и Шид 381 mm).

Највећа дневна количина падавина у Војводини забележена је у Вршцу 21. 7. 1957. године, када је у току двадесет четири сата пало 189 mm падавина. Највеће месечне количине падавина у Војводини код већине места су осмотрене у јуну, док је код мањег броја места та количина забележена у мају или, пак, јулу. У Војводини, за наведени низ падавина, највеће месечне количине падавина забележене су у Сремској Митровици у јуну 1954. године (358 mm) и у новембру 1964. године, када је количина падавина износила 359 mm. Апсолутно највећа годишња количина падавина измерена је у Сремској Митровици 1954. године (1 006 mm). Апсолутно најмања годишња количина падавина забележена је у Врбасу 1961. године (336 mm). Напоменимо да је у последњих петнаест година најсушнија била 2000. година, када је у Кикинди измерено само 223 mm.

Расподела средњег броја дана са падавинама у Војводини у приличној мери је неуједначена, нарочито када се посматрају дани са падавинама од најмање 1 mm. Таквих просечних дана има највише на Гладношу (94), а најмање на Палићу (92).

По просечној расподели броја кишних дана (количина падавина већа од 0,1 mm) истичу се највише мај и јун (11–14 дана), новембар (9–12) и децембар (7–11), док су остали месеци оскуднији. Са пољопривредне тачке гледишта, значајнији је број кишних дана у вегетационом периоду (април–септембар). У том периоду у Војводини има 62 кишна дана. Познато је да лети често, при високим дневним температурама ваздуха, количина падавина од неколико десетих делова милиметра, па чак и милиметара, не доноси значајнија освежења биљкама – поготову ако су краткотрајне и пљусковите. Са тог становишта значајнији су дани са обилнијим падавинама, под условом да су се дужи временски период излучивале у виду уједначених, мирних летњих ноћних киша. У Војводини је број дана када је просечно пало најмање 1,0 mm у односу на укупан број падавинских дана свега 70% и колеба се од 66% у Врбасу до 79% у Шиду. Код броја кишних дана који су са најмање 10,0 mm воденог талога, однос према укупном броју кишних дана далеко је мањи; просечно за Војводину он износи свега 14% (са интервалом 12–15%).

Вероватноћа падавина је процентуални однос заступљености броја дана са падавинама и укупног броја дана у одговарајућем временском интервалу. Вероватноће

падавина у Војводини су релативно велике ако се посматрају дани са најмање 0,1 mm падавина. Тада би просечно сваки трећи дан требало да има мерљиву количину падавина. Ипак, највећа вероватноћа је за зиму (децембар 40%), а најмања за јесен (октобар 22%). Код граничне вредности од најмање 1,0 mm, вероватноћа падавина је знатно мања – годишње 24%. Код распореда екстрема – највећа вероватноћа је за зиму (децембар 33%), а најмања за јесен (октобар 15%). Најмање вероватноће су за пљусковите падавине са више од 10 mm воденог талога. У годишњем просеку за Војводину оне износе 5%, за јун 8%, а за март свега 2%.

У Војводини се просечан дневни интензитет падавина колеба између 6,7 mm/дан у јуну и 3,3 mm/дан у марту. У односу на поједина годишња доба, највећи је интензитет такође лети (6,5 mm/дан), а најмањи зими (3,9 mm/дан), док је средња годишња вредност 4,8 mm/дан.

Уобичајени период јављања падавина у облику снега у Војводини је ограничен на период од октобра до априла, уз напомену да је честина појављивања снега у октобру веома мала тј. један случај у десет година. У Војводини у јануару има просечно 6,1 дана са снегом уз колебање од 5,5 у Бечеју до 7,9 у Сремској Митровици. У фебруару и децембру просечна честина је од 5,3 и 4,9 дана, редом, док је за март и октобар знатно мања – 3,1 односно 0,1 дана, редом. Однос честине броја дана са снегом и укупног броја дана у одговарајућем месецу показује да је просечна вероватноћа падања снега у Војводини у јануару и фебруару 28% и 24%, редом, што значи да на 10 дана може да се очекује 2,8 односно 2,4 дана са снегом. За децембар је вероватноћа 22%, март – 14%, новембар – 7% и април – 2%. Вероватноћа снежних падавина се такође колеба од места до места у границама 5–10%. Годишња честина броја дана са снегом у Војводини износи 21,6 дана тј. 5,9% од годишњег броја дана или 17,2% од укупног броја падавинских дана. Током зиме, просечно се појављује 16,3 дана са снежним падавинама, што одговара вероватноћи од 18,3% (приближно сваки пети дан током зиме је дан са снегом).

Просечан број дана са снежним покривачем када је он дебљи од 1 cm у Војводини износи 32,2, од којих највећи део отпада на зимски период (27,4), што је 8,8% од броја дана у години или 36% од броја зимских дана. Просечан број дана са снежним покривачем и одговарајућа вероватноћа ове појаве највећа је у јануару – 11,9 дана (48% – вероватноћа да ће се снежни покривач задржати одређени број дана на површини земљишта) и фебруару – 8,7 дана (30%). За остале месеце тај број дана је: децембар – 6,8 (21%), март 3,2 (10%), новембар 1,4 (4,6%) и април 0,1 (0,3%).

Трајање снежног покривача у Војводини је 32,2 дана, што је знатно дуже од броја дана са падањем снега (21,6). Ово је и разумљиво с обзиром на то да се снежни покривач одржава на површини земљишта више дана и по престанку падања снега, уколико је температура ваздуха и земљишта око или испод 0 °C.

Звучни ефекат грмљавине, као и светлосни ефекат муња, веома добро карактеришу процесе електричних пражњења у облацима при атмосферским непогодама. Штетне појаве, као што су олуја, град или јаке пљусковите падавине, стоје у веома јакој корелативној вези са бројем случајева грмљавинских непогода. Просечан број дана са грмљавинским непогодама у Војводини износи 27,6, са великим колебањима од места

до места. Тако је, на пример, тај просек у Бачкој Тополи 17,2 дана и Панчеву 19,1 дан, Шиду 19,3 дана, док је у Палићу и Вршцу више од 35 дана са непогодама у току године.

Грмљавинска непогода је углавном појава летњег периода, када се у Војводини у просеку појави 17,4 дана или вероватноћа појаве од 19%, што значи да је током лета сваки пети дан с грмљавином. Највећа вероватноћа појаве грмљавине у Војводини је у месецу јуну – 25% или 7,0 дана у месецу, при чему је тај број највећи у Вршцу и Сремској Митровици 9,4 и 9,7 дана, редом.

Просечан број дана с маглом у местима Војводине креће се између 25 и 45 дана на годишњем нивоу. Највећи број таквих дана забележен је у северном делу Срема, посебно у подручју Фрушке горе, југоисточног и северног дела Бачке, где је забележено више од 40 дана са маглом. Са друге стране, најмање дана с маглом јавља се у средњем и источном делу Баната, нарочито у појасу Бела Црква – Вршац, где је годишњи број мањи од 30.

Влажност ваздуха. Оптималан садржај водене паре у ваздуху, заједно са температуром ваздуха, један је од кључних услова не само за нормалан раст и развој биљака, већ у великом броју случајева условљава појаву и развој корова, биљних штеточина и болести. У условима ниске влажности ваздуха током вегетационог периода, нарочито ако је праћена високим температурама ваздуха, доћи ће до веома интензивне транспирације. Уколико ово није праћено одговарајућим усвајањем воде, биљка вене, а после дужег периода и угине. Међутим, поред сувише ниске влажности ваздуха, на биљке неповољно утиче и сувише висока влажност ваздуха. Тако у периоду цветања превисока влажност ваздуха омета отварање прашника и кретање инсеката-опрашивача, док у периоду сазревања продужава наливање зрна, а пред крај успорава његово сушење и наступ пуне или технолошке зрелости. Са аспекта пољопривредне производње, најзначајнији елемент влажности ваздуха је његова релативна влажност, која зависи од садржаја водене паре у ваздуху и његове температуре. Годишњи ход релативне влажности ваздуха стоји у обрнутом односу са ходом температуре, тако да је зими релативна влажност већа, а лети мања. У Војводини је средња годишња релативна влажност ваздуха 75%, а у вегетационом периоду 70%. Највлажнији месец је децембар са 86%, а најсувљи јул са 68% релативне влажности ваздуха. Иако се средње месечне вредности релативне влажности ваздуха не разликују много у годишњем ходу у једном локалитету, нити у истом периоду на више различитих локалитета, ово је метеоролошки елемент који може да испољи велику промењивост. Условљено локалним условима, дневно колебање релативне влажности ваздуха је изражено у летњим месецима.

Облачност. Средњи степен покривености видљивог небеског простора облацима назива се облачност и изражава се у десетим деловима покривености неба облацима, тј. на скали од 1 до 10. У Војводини се јасно уочава да је у зимским месецима облачност већа него у летњим, односно да је децембар месец са највећом (7,3), а август са најмањом (3,9) облачношћу у току године. Када је у питању просторна расподела облачности за Војводину, може да се каже да је годишњи ход средње месечне облачности приближно уједначен за сва места. Изузетак је једино Јаша Томић, у коме је током целе године облачност за око 10% већа него у околним местима. Познавање овог метеоролошког елемента је од значаја, пошто омогућује процену трајања Сунчевог сјаја

(осунчавања), као и израчунавање интензитета краткоталасног зрачења на површини земље уз коришћење неке од бројних емпиријских формула.

Испаравање. Мада је процес испаравања са физичког аспекта одавно објашњен, проблему испаравања са различитих активних површина у природним условима и данас се посвећује велика пажња. Када се ради о мерењу његовог интензитета у нашој земљи, може се рећи да је мали број станица које у дужем низу година имају податке са испаритеља. Из тог разлога није могуће доношење поузданијег закључка о испаравању на територији Војводине на основу измерених вредности. У ту сврху се обично користи нека од бројних емпиријских формула за израчунавање интензитета испаравања са различитих активних површина. Занимљиво је да у годишњој расподели испаравања чак 85% воде испари у вегетационом периоду. Наиме, од годишње суме испаравања, која просечно износи 738 mm, чак 629 mm оде у атмосферу током вегетационог периода. Колебање овако израчунатог испаравања током године показује изражен максимум од 137 mm у јулу и минимум нето биланса испаравања у јануару, када он у већини места износи 0 mm. Просторно, амплитуда интензитета испаравања износи скоро 100 mm и представља разлику између годишње суме испаравања у месту са највећим (Бечеј 769 mm) и најмањим (Јаша Томић 666 mm) интензитетом испаравања. У Војводини је изразит његов скок у периоду јануар–март, док се сличан пад интензитета уочава у периоду септембар–децембар.

Ветар. Ваздушна струјања у Војводини имају посебан значај с обзиром на релативно велику учесталост ветрова из различитих праваца у току године, с једне стране, и њеног претежно пољопривредног карактера, с тешкоћама у очувању воде у биљкама и земљишту, смањењу испаравања итд., с друге стране.

Честина јављања ветрова из појединих праваца и појаве тишина, случајева без ветра, указују на следећи распоред ветрова по годишњим добима. Зими, тј. у периоду од децембра до фебруара, у већем делу Војводине дувају југоисточни ветрови, који су у овим месецима последица распореда депресија притиска (у западном делу Средоземног мора) и антициклона који је стациониран на југу Украјине и Белорусије. Најчешће се југоисточни ветар у облику *кошаве* (са брзином изнад 6 m s^{-1}) јавља у Банату, нарочито на линији Вршац–Зрењанин–Кикинда, где југоисточна и јужна компонента овог ветра заједно дају 35–39% од укупног броја случајева дувања ветра у зимском периоду. Изузетак од наведеног односа је околина Беле Цркве, где се јавља највећи број случајева без ветра у овом периоду (42%), па тек после југоисточни ветар са 18% учесталости. У подручју источног дела Срема и јужног дела Бачке, на линији Земун – Нови Сад – Врбас, заступљена је изразитијом југоисточном компонентом кошавског ветра, нарочито у Новом Саду са 23% учесталости ветрова. Северни и западни део Бачке дотичу југоисточни ветрови много ређе; зато на овом простору преовлађују ветрови из северозападног и северног правца. У Палићу се поред тога у највећем броју случајева јавља тишина без ветра (18%). Веома карактеристичан распоред ветрова у зимском периоду се јавља у југозападном делу Срема. Наиме, због меридионалног пружања Фрушке горе кошава најчешће добија источни правац, као у Сремској Митровици, где је источна компонента ветрова, из наведених разлога, заступљена са 32%, док је југоисточна у потпуности занемарљива.

У пролећном делу (март–мај) у расподели најчешћих ветрова долази до сасвим незнатних померања највише заступљених праваца. У Банату и јужној Бачкој смањује се учесталост југоисточног ветра у односу на зимски период (за 6–10%), а повећава се честина северозападног ветра (за 10–20%), док се истовремено у свим местима смањује просечан број случајева без ветрова. Такође, у западном и северном делу Бачке и у југоисточном делу Срема, зимски распоред ветрова задржава свој доминантан правац и у пролећном периоду, чак у нешто повећаном обиму. У Сомбору је са 18% заступљен северни, а у Палићу са 17% северозападни ветар, док у Сремској Митровици долази до знатног опадања честине источне компоненте на 23% и пораста северозападне на 19%.

У току лета (јун–август) долази до значајнијих промена честина праваца ветрова у Војводини. У првом реду ово се односи на знатно повећање заступљености северозападних ветрова и смањивања југоисточних праваца. Овакав распоред ветрова у летњим месецима настаје као последица повећане активности атмосферских центара ниског атмосферског притиска изнад средњег дела Азије, као и због честих пролаза барометарских депресија изнад Јадранског мора и Средоземног мора у правцу истока. За лето се може рећи да су најчешћи ветрови распоређени само око једног правца и то северозападног, са изузетком Сремске Митровице где је најчешћи ветар западни. Мирни дани без ветра такође су у знатном порасту: од 11% у Зрењанину до 28% у Земуну, ако не рачунамо неуобичајено велику заступљеност тишина у Белој Цркви од 42% укупних честина ветрова и тишина.

Преовлађујуће честине ветрова у Војводини у највећој мери долазе до изражаја у јесењем годишњем добу (септембар–новембар). Томе доприноси распоред атмосферског притиска изнад наших области, што је већ описано у делу који се односи на зимски период. Највећу честину јављања ветрови постижу из југоисточног и јужног правца у Банату, где ове компоненте ветрова чине 37–43% од свих случајева из других праваца и тишина заједно. У јужном делу Бачке честина појаве кошаве креће се између 19–25%, док на Телечкој висоравни и у западном делу Бачке преовлађује мирно време без ветра (19–23%), као и мање бројни ветрови из северног правца у Сомбору (15%) и југоисточног правца у Палићу (13%). У југоисточном делу Срема поново преовлађује, додуше са нешто мањим бројним вредностима, источни ветар, при чему је он у Сремској Митровици заступљен са 28%. У овом делу Војводине највећа тишина је заступљена с честином од 26%, док југоисточни ветар има честину од 23%. У Белој Цркви понавља се већ поменута појава врло великог броја случајева без ветра (42%). Иначе, у њој доминира југоисточни ветар (22%).

Просечни распоред ветрова је, у ствари, резултанта честина ветрова из четири годишња доба, о чему је до сада било речи. Годишње честине ветрова су због тога у највећој мери усредсређене углавном око два супротна правца, југоисточног и северозападног; слично досадашњем јесењем и зимском распореду ветрова, у Банату и јужној Бачкој, изузев Беле Цркве, доминира честина југоисточног ветра, док у северном и западном делу Бачке, укључујући и Врбас, доминирају северозападни и северни правци најчешћих ветрова. У југозападном делу Срема суверено је најзаступљенија источна компонента ветра. Велики је број случајева без ветра, поново, у раније већ поменутим

подручјима око Беле Цркве (40%), Земуна (23%) и Палића (20%), у којима се јавља просечно већи број случајева са тихим временом него са ветром из одређених праваца. С друге стране, најмање заступљене тишине у Војводини су из југоисточног правца тј. у годишњем просеку 4–10%. У неким ужим подручјима одређени правци имају још ређу појаву, као што је то случај са Белом Црквом и североисточним ветром, са 20% јављања. Иначе, јужни ветар је најређи у Срему и Бачкој, јер се јавља свега са 2–7% свих случајева јављања. Месеци са највећим честинама ветрова у Војводини из правца одакле они дувају у највећем броју случајева су: јул (за северозападни правац ветра) и новембар (за југоисточни ветар).

Карактеристичан летњи распоред честина јављања ветрова у јулу у највећој мери изражен је из северозападног правца. Код свих места за које су узети подаци, највећу честину показује северозападни правац (15–25%). С друге стране, најмање заступљени ветрови у овом месецу у Војводини су: 1) из јужног правца (изузев код Вршца) (3–10%) и из источног правца (изузев код Сремске Митровице) (3–7%) од укупне честине ветрова из свих праваца. Иначе, што се тиче честина мирног времена без ветра, у јулу је релативно висок проценат таквих случајева, нарочито у Белој Цркви (40%), Земуну (28%), Палићу (24%) и у Вршцу (17%), где су честине тишине веће него честина ветра са највећим честинама. Сасвим супротан распоред честина ветрова у односу на летњи месец јавља се у новембру. Скоро искључиво, преовлађујућа честина ветрова је из југоисточног правца. Чак и у северном и западном делу Војводине, у овом најветровитијем месецу, допире утицај југоисточног струјања ваздуха, додуше са скромним уделом од свега 16% у Сомбору, са занемарљивом разликом у односу на северни правац и 17% у Палићу, где је у овом месецу број тишина већи за 1%. Међутим, у јужном делу Бачке и Срема, као и у целом Банату, у новембру је највећа заступљеност преовлађујуће честине ветрова из југоисточног правца и процентуалне вредности се крећу између 24% у Врбасу и 29% у Новом Саду, Зрењанину и Вршцу. У Банату, где је и јужна компонента кошаве снажно изражена, честине обе ове компоненте пењу се на 42–47%. И овде је изузетак преовлађујућа честина ветра из источног правца у Сремској Митровици, са највећом заступљеношћу од 34%. Ветрови са најмањом честином појављивања долазе из југоисточног (4–11%) и северозападног правца (2–12%), при чему су овакве карактеристике више изражене управо у оним подручјима у којима су бројно веће честине преовлађујућих ветрова.

17.6 Клима урбаних насеља

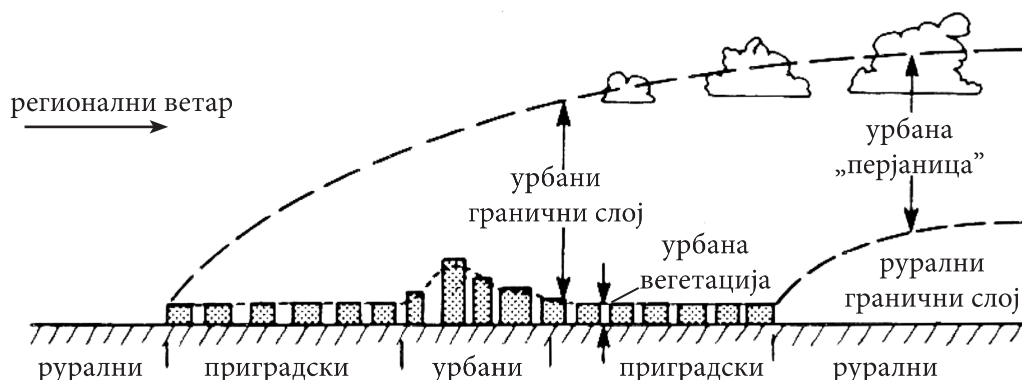
Човек на различите начине може да промени карактер подлоге. Један је и подизање урбаних насеља – од села па до градова мегаполиса. Процесом урбанизације се, осим радикалних промена у природним особинама тла, то одиграва и са атмосфером. Промене, пре свега у зрачењу и концентрацији загађујућих материја, доводе до промена у енергетском и водном билансу подлоге и атмосферског слоја који на њу належе. Као

последица оваквих промена долази и до измене климе, чему ће ово поглавље бити посвећено.

Уводне напомене и подела урбане атмосфере. Као што закон одржања енергије регулише размену различитих облика енергије: кинетичке, потенцијалне, топлотне и енергије зрачења, у атмосфери између тла и атмосфере зрачењем, провођењем и конвекцијом, тако и закон одржања масе регулише токове воде која, у површинском делу земљишта и атмосфери, може да се налази у чврстом, течном и гасовитом стању, при чему њен транспорт може да се одиграва конвекцијом, хоризонталним и вертикалним отицањем и падавинама.

Турбулентни површински слој је део планетарног граничног слоја (ПГС) уз површину земљишта у којем доминирају турбулентни процеси малих размера, а промене вертикалних флуксева кроз слој су мање од 10%. Због тога се за овај слој често употребљава и назив – слој константног флукса (сл. 5.13). Карактеристична висина овог слоја варира од неколико метара при стабилној стратификацији до око 50 m при добро израженој конвекцији. Турбулентна дифузија у овом слоју много је интензивнија од молекуларне. Унутар осталих 90% ПГС-а, у *слоју мешања*, профили климатских елемената се незнатно мењају, док профили флуксева обично опадају с висином и постају приближно једнаки нули у близини базе прве инверзије, која се често сматра врхом ПГС-а. Висина ПГС-а варира од стотинак метара у случају стабилне стратификације до 1–2 km, у случају јаке конвекције. Кад се ваздух из области руралне околине креће према граду, среће нови, веома различит скуп граничних услова. Тако се, у складу са сликом 5.13, низ ветар од предње ивице града развија *урбани гранични слој* (УГС). Урбани гранични слој је локални феномен мезо размера, чије су карактеристике условљене природним својствима урбане површине. Наиме, како се ваздух премешта преко урбане области, вертикални профили ветра, температуре, влаге и количине кретања изнад урбанизоване површине постепено се мењају. Дубина слоја у којем се те промене осећају расте с растојањем низ ветар ка центру урбане области и може, у зависности од величине града и синоптичке ситуације, евентуално да укључи и цео ПГС. Досадашња истраживања показују да су хоризонтални градијенти климатских елемената унутар урбаног граничног слоја углавном слаби.

Супротно томе, поља истих тих елемената на нивоу улице често показују веома детаљну микроструктуру, која је уско повезана са структуром саме градске површине: са просторном густином грађевина и распоредом улица, паркова и евентуално водених површина. Слој који се простире од површине земљишта до нивоа непосредно испод просечног нивоа кровова је тзв. *слој урбаног прекривача* (СУП). Његова клима је условљена процесима микро размера који делују у улицама, односно кањонима између зграда. У новије време често се користи и израз *слој турбулентних вртлога* (СТВ) као израз за прелазну зону између слоја урбаног прекривача и урбаног граничног слоја, који би се вертикално простирао од врха СТВ-а до врха слоја храпавости (сл. 5.13).



Слика 5.13 Уз поделу урбане атмосфере

Енерīеūски и водни биланс урбане аūмосфере. Често се, када треба да се истакну разлике у енергетском и водном билансу између две средине, направи упоредна анализа између те и неке референтне средине. То ћемо да учинимо и у нашем случају тј. упоредићемо енергетски биланс изабране урбане средине са енергетским и водним билансом у руралној околини. Пре него што то учинимо са више детаља, на поједностављен начин позабавићемо се анализом енергетског и водног биланса изабране запремине урбаног простора, која поред тога што обухвата оба значајна слоја урбане атмосфере (СУП и УГС), обухвата и део од површине земљишта који се пружа довољно дубоко тј. до нивоа на ком је вертикална размена топлоте и воде занемарљива. У урбаној средини, у изабраној запремини, сума флуксева биланса зрачења E^N и топлоте антропогеног порекла у земљишту E_F једнака је суми флуксева латентне топлоте E_E, осетне топлоте E_H, промене енергије која се акумулира у земљишту, зградама и ваздуху ΔE_S (при чему је та промена најдиректније повезана са променом температуре ваздуха) и флукса тзв. адвективног доприноса ΔE_A, који потиче од хоризонталног транспорта осетне и латентне топлоте у урбану средину. У водном билансу, пак, сума количине падавина P, количине водене паре F и воде I из антропогених извора у урбаним срединама једнака је суми испаравања E, хоризонталног отицање воде Δr, промене количине влаге која се акумулира у земљи, зградама и ваздуху ΔS и доприноса насталог хоризонталним транспортом воде и водене паре у урбану средину ΔA. Напоменимо да су компоненте E_F, F и I директно контролисане одлукама људи и само су индиректно повезане са Сунчевим зрачењем. Прво ћемо да се позабавимо анализом биланса зрачења. У градовима који се греју на угаљ или у којима је развијена тешка индустрија улазно краткоталасно зрачење може да се смањи и за 10–20% у поређењу с околином. У мање индустријализованим градовима, где су саобраћајна средства и фотохемијски загађивачи доминантни, интервал овог смањења је за 2–10%. Величина смањења краткоталасног зрачења повезана је и са сезонским променама концентрације загађења и временом ниске Сунчеве елевације, кад је атмосфера јако загађена, при чему укупан ефекат смањења може

да иде и до 30%. Повећање расејања и рефлексије улазног, краткоталасног зрачења, због загађења, утиче и на промену односа директног и дифузног зрачења у урбаној атмосфери. Што је атмосфера загађенија, то већи део улазног, краткоталасног зрачења стиже до површине земљишта као дифузно небеско осветљење. То обезбеђује боље унутрашње осветљење у зградама, али и смањује моћ опажања боја у градовима. Рефлектовање краткоталасног зрачења у урбаној средини зависи од албеда појединих њених површина и геометријског облика додирне површине између површине земљишта и атмосфере. Албедо неких урбаних материјала је у поређењу с већином руралних површина осетно нижи. С друге стране, постојање блокова зграда, одвојених кањонима, улицама, смањује албедо у поређењу с вредностима које се односе на хоризонталну површину, јер се зрачење, након рефлектовања, понекад поново одбија о зидове блокова и, на тај начин, задржава унутар кањона. Ефекти снега су такви да наглашавају већу апсорптивност урбаних области. Наиме, док је околина урбане средине прекривена снегом, неке површине у граду се веома брзо чисте од снега, а преостали снег се релативно брзо прља, што наглашава урбано-руралне разлике албеда за ситуације са снегом. На крају, ако анализу ограничимо на градове средњих географских ширина, без снега, можемо да очекујемо да ће краткоталасно зрачење да буде мање у урбаним областима, али да ће тај мањак бити надокнађен преко нижег урбаног албеда. Према томе, изузев за ситуације са снегом, урбано-руралне разлике биланса краткоталасног зрачења нису велике.

Мерења у приградској области су показала да је флукс осетне топлоте основно средство дисипације вишка дневног биланса зрачења. Најинтересантније својство овог флукса је то да он остаје позитиван до касних вечерњих сати после заласка сунца, што није карактеристично за руралне области. На другом месту у тој дисипацији била је евапотранспирација, што значи да је вода, у посматраној области, још увек била лако расположива, упркос инфилтрацији непромочивог, урбаног материјала на 36% посматране површине. Акумулирана топлота је била трећи значајан члан енергетског биланса. Овакав распоред компоненти енергетског биланса се односи на релативно малу густину северноамеричких предграђа. У много развијенијим областима, као што су центри градова, густо насељене зоне или трговачке и индустријске области ΔE_S и E_H играју већу улогу него у предграђима, док се E_E знатно смањује, а у неким потпуно изграђеним квартовима може да буде чак и одсутно. Велики значај и велика промењивост величине E_E у енергетском билансу урбане атмосфере може да се види и из података да флукс осетне топлоте, који прати јаку кишу, може да падне на приближно 20% од E^N, док на крају периода сушења обично достиже вредност од 65% од E^N чак и у приградским областима. Упоређујући ове резултате са онима истовремено прикупљеним исто изнад руралне области, дошло се до закључка да је преко дана биланс зрачења у приградској области већи. Вероватно је најзначајнија разлика у урбаном и руралном енергетском билансу нижи износ евапотранспирације у градовима, која енергију каналише у латентну топлоту. Већа вредност акумулације топлоте у урбаним системима најочигледнија је у јутарњим часовима и није једноставна последица промењивих термалних својстава подлоге. Штавише, поређење термичких својстава природних и урбаних материјала не

даје нам информацију о очекиваној разлици. Основни узрок веће акумулације топлоте у урбаној средини не лежи само у мањем износу евапотранспирације у тој средини због релативне сувоће грађевинских материјала, већ и у чињеници да су знатно веће површине урбане области, због њене геометрије, расположиве за апсорпцију зрачења. Сада ћемо да упоредимо водни биланс изабране урбане запремине с одговарајућим водним билансом голог земљишта, или земљишта засађеног неком културом, у околини. Да бисмо, као у претходном разматрању за енергетски биланс, поједноставили поступак анализе, сматраћемо да се оба биланса односе на области сличних својстава, тако да можемо да занемаримо адвективни члан ΔA. Улаз воде у урбани систем, под претпоставком да су падавине за оба система једнаке, већи је за компоненте F и I у односу на руралну околину, наравно уколико се ова друга не наводњава. С друге стране, вредност урбане евапотранспирације E, као и количина акумулиране воде ΔS је мања од оне у руралној околини. Сматра се да је евапотранспирација снижена због уклањања вегетације и њене замене релативно непропустљивим материјалима. Иако је због присуства елемената храпавости површина града пространија за прихват воде, изгледа да непропустљивост урбаних материјала на тој површини доприноси да количина акумулиране воде у граду по правилу буде мања него у околини. Из овог разматрања следи да је урбано отицање Δr веће него у руралним областима. Део тог повећања потиче од тога што извесна количина воде I увезена у град санитарним системом и отекне тим системом из града, док је преостали део последица непромочивости урбане површине и постојања дренажног система. Због дренажног система урбана површина много брже реагује на примљену количину падавина, па процес пражњења урбане запремине много краће траје.

Микроклима слоја урбаноī ӣрекривача (СУП-а). Микроклима слоја урбаног прекривача је веома сложена. Та сложеност углавном потиче због деловања природе додирне површине између земљишта и атмосфере у урбаном систему. У претходном параграфу, у којем смо описали биланс енергије и масе урбане средине која се протезала до врха ПГС-а, било је прихватљиво да то деловање занемаримо. Међутим, ако желимо да разумемо климу унутар СУП-а, немогуће је занемарити утицај детаљне геометрије и структуре урбане површине. Проблем се само донекле може поједноставити ако уместо целе посматрамо један мањи део површине чији се основни облик понавља с краја на крај СУП-а. Тај део је најчешће *урбани кањон*, који се састоји од запремине ваздуха ограничене са три стране стварним површинама, бочним зидовима и подом, и с три отворене стране, од којих једна представља имагинарни поклопац кањона, док су друге две отворене. Овакав дизајн простора боље прати интеракцију између зграда и интеракцију зграда и околног ваздуха него ако бисмо зграде посматрали као изоловане објекте. У градовима са моделом улица у облику мреже постоје две оријентације кањона, под углом од 90°, од којих свака подразумева различите микроклиматске услове. Те разлике су, у првом реду, последица оријентације кањона у односу на упадни угао Сунчевог зрачења и на правац ветра, али су условљене и разликама у радијационим, термичким и водним карактеристикама конструкционих материјала, као и различитом геометријом кањона.

Енерīейски биланс урбаноī кањона. С обзиром на разноликост могућих оријентација кањона, на разлике у могућим геометријским односима, односно у односима у висини H_k и ширини W кањона и на разлике у конструкционим материјалима немогуће је, у практичним експериментима, одабрати потпуно стандардизовани кањон. Због тога ћемо прво да опишемо енергетски биланс у једном прихватљиво стандардном кањону, а потом ћемо навести каква одступања могу да се очекују од добијених резултата и у другим дизајнима. За случај дизајна са следећим карактеристикама: 1) дужа оса посматраног кањона оријентисана је у правцу север–југ, 2) H_k/W~1,3) бочни зидови су од бетона без прозора и бело окречени и 4) са подом који је шљунковит са оскудном и ретком вегетацијом, обављана су мерења у Ванкуверу од 9. до 11. септембра 1973, при антициклоналним условима са ведрим небом и слабим ветром. Том приликом испоставило се да је адвекција под наведеним условима занемарљива, а претпостављено је и да је антропогени извор топлоте E_F укључен у ΔE_S за зидове. У том случају једначина енергетског биланса за суве зидове има облик $E^N = E_H + \Delta E_S$, а за под кањона $E^N = E_H + \Delta E_S + E_E$. У раним јутарњим сатима осветљен је само горњи део источног зида; енергија зрачења за цео зид је износила 65 Wm^{-2} пошто је остали, већи део зида у то време још био у сенци. Даље, током преподнева вредност E^N је расла до око 200 Wm^{-2} док се није осветлио цео источни зид, а потом пре локалног поднева почела постепено да опада. Иза поднева зид с лицем окренутим на исток је био у сенци и примао само дифузно краткоталасно зрачење, да би се у току поподнева јавио секундарни максимум примљене енергије E^N око 100 Wm^{-2}, који се подудара с временом максималног зрачења, па према томе и максималне рефлексије наспрамног зида. Под кањона је био осветљен само током средине дана и примио је максималну количину зрачења око 500 Wm^{-2}, кад је сунце било у зениту. Током дана се 70–80% вишка енергије зрачења путем конвекције предало атмосфери, док је преосталих 20–30% остало у зидовима и поду кањона. Преко ноћи је ослобађање те топлоте довољно да надокнади скоро сав дефицит зрачења. У другачије оријентисаним и другачије изграђеним урбаним кањонима дневни, енергетски биланс може бити и битно различит. Ако је, рецимо, на северној хемисфери урбани кањон оријентисан у правцу исток–запад, само ће зид окренут лицем према југу и под кањона да приме директно Сунчево зрачење, па је енергетски биланс бочних зидова таквог кањона асиметричан. С друге стране, ако је однос H_k и W неког кањона битно различит од јединице, то знатно мења количину Сунчевог зрачења која може да продре у кањон, као и количину рефлектованог и дуготаласног зрачења која остаје у клопци кањона. Разлике у конструкционим материјалима кањона изазивају промену његовог албеда и капацитета за складиштење топлоте. Различити временски услови ће, такође, изазивати промену у кањону. На пример, већа брзина ветра би повећала улогу турбуленције и адвекције и тежила би да смањи разлике у вредностима климатских елемената унутар кањона, унутар СУП-а, и са руралном околином, док би повећана облачност смањила постојеће енергетске разлике.

Урбана осīрва īоīлоīе. Ваздух је у слоју урбаног прекривача обично топлији него на истој висини у области која окружује град. Овај феномен је познат као феномен *урбаних осīрва īоīлоīе* и вероватно је најјаснији и најбоље документован пример

утицаја човека на климу. Величина тог феномена варира у времену и простору на различите начине, у зависности од метеоролошких и локалних услова, као и од величине града. Због тога ћемо разматрања о урбаним острвима топлоте ограничити на вечери са ведрим небом и слабим ветром у великим градовима, да би потом придодали временску димензију, ефекте различитих метеоролошких услова и утицај величине града. У уском појасу граничне области између руралне и урбане средине температурни градијент је веома стрм, понекад већи од 4 °C km^{-1} и то је зона гребена урбаног острва топлоте, док већи део остатка урбане области изгледа као плато топлог ваздуха са равномерним, али слабим градијентом пораста температуре ка центру града. Униформност тог платоа се нарушава појединачним утицајем неких типичних интраурбаних површина, хладних, као што су паркови, водене површине или отворене области и топлих, као што су комерцијални, индустријски, или густо насељени квартови у граду. Област максималне урбане температуре је пик или врх урбаног острва, а разлика између температуре у тој области и температуре руралне околине дефинише се као интензитет урбаног острва топлоте ΔT_{u-r}. Интензитет урбаних острва топлоте у току датих, стабилних и релативно непроменљивих метеоролошких услова, варира на препознатљив начин током дана. Смањено хлађење урбаних области у касно поподне и вече и спорије загревање после изласка сунца чине да интензитет урбаних острва топлоте нагло расте око и непосредно после заласка сунца и достиже свој максимум три до пет сати касније. У току ноћи ΔT_{u-r} обично опада споро, понекад чак незнатно, али се зато рапидно нарушава после свитања. Преко дана величина ΔT_{u-r} је мала, па чак и занемарљива, а у неким градовима центри урбане области су око поднева незнатно хладнији од руралне околине. Та једноставна слика дневног колебања ΔT_{u-r} се знатно мења при промени временских услова. Интензитет топлих острва је најосетљивији на промену брзине ветра, који мења значај турбуленције и адвекције, и на промену облачности, која условљава повећање или смањење губитка дуготаласног зрачења и обрнуто је сразмеран овим величинама јер су услови слабог ветра и ведрог неба најповољнији за стварање микроклиматских разлика изнад различитих површина. Испоставило се да је за дати град, кад нема облака, величина ΔT_{u-r} уочи заласка сунца приближно сразмерна $u^{-1/2}$, где је u брзина ветра. Интензитет топлих острва такође је уско повезан с величином града. Показало се да чак и села, популације са око 1 000 становника, имају топла острва, али је њихов интензитет много мањи него у случају великих градских англомерата, где је максимална температурна промена понекад достизала и вредност од 12 °C. Ако за меру величине града узмемо величину његове популације P_g у идеалном случају тишине и ведрог неба, установљено је да је интензитет ΔT_{u-r} пропорционалан величини $log\ P_g$ за већину градова у умереном појасу. Урбана острва топлоте су уочена и у насељима нижих и виших географских ширина, међутим, за те области због недостатка података није проверен овај, нити је успостављен неки други однос када је у питању њихова популација. Велики је број експеримената и осматрања потврдио да постоји фундаментална веза између урбане геометрије и урбаних острва топлоте. Наиме, потврђено је да геометрија и густина урбаних објеката утичу на процесе као што су

„хватање у клопку" и улазног Сунчевог и одлазећег дуготаласног зрачења, смањење турбулентног транспорта услед постојања препрека за ветар, што умногоме одређује величину ослобођене антропогене топлоте. Надаље, повећана урбана густина обично је повезана и с променом површинских особина урбаног терена, због смањења зелених површина и промене топлотно-физичких карактеристика подлоге.

Влажност и магла. Урбано-руралне разлике у влажности су прилично мале. Студије које се односе на средње географске ширине указују да је ваздух СУП-а обично сувљи по дану, а незнатно влажнији по ноћи од околног ваздуха. Преко дана влажност у руралној средини је већа због веће руралне евапотранспирације. У рано предвечерје рурални ваздух се хлади много брже и постаје стабилнији од СУП-а. Као последица тога, влага због евапотранспирације са руралне површине доспева само у најниже слојеве атмосфере и знатно превазилази турбулентни губитак влаге у више слојеве, због чега се образује роса, па влажност у руралној средини током ноћи опада. Због тога, као и због антропогених извора испаравања и стагнације ваздуха у урбаним кањонима влажност унутар СУП-а постаје већа. После изласка сунца испаравање росе нагло повећава влагу у руралној атмосфери, пошто се процес развоја конвекције спорије одвија. Касније, током дана, нестабилност подстиче смањење концентрације водене паре у најнижим слојевима и руралне и урбане атмосфере. Током ноћи вишак влаге у градовима обезбеђује „влажно острво", чији се гребен, као и у случају температуре, добро поклапа са урбано-руралном границом. Утицај урбанизације на појаву магле веома је нејасан. Иако је видљивост у великим градовима обично релативно ниска, честина јављања густих магли (видљивост мања од 200 m) често је ређа у градовима него у приградској или руралној околини. Овај ефекат је вероватно последица постојања топлих острва и повећане концентрације кондензационих језгара у градовима, што има за последицу формирање већег броја малих капљица које не производе веома густе магле. С друге стране, постоји оправдана претпоставка да урбанизација, у врло хладним климатима, при ниским температурама, кад је ниво засићења водене паре веома низак, због антропогених извора водене паре може да поспешује образовање ледених магли.

Ветар. Брзина ветра унутар СУП-а је обично смањена у поређењу с ветром у руралној средини на истој висини. Међутим, постоје две ситуације у којима то не мора да буде тако. Прва се јавља када ток максималне брзине ветра из виших слојева, због релативно високих зграда, скреће надоле, или када се ветар каналише у млазеве дуж улица оријентисаних у истом правцу као ток. Друга се јавља при условима слабог ветра и ведрог неба, дакле при условима који највише погодују развоју урбаних острва топлоте, када градијент температуре, односно притиска кроз урбано-руралну границу може да буде довољан да савлада силу трења и успостави локалну циркулацију. У приземним слојевима атмосфере ток конвергира ка центру града, док се на висини успоставља повратно струјање.

Климатске карактеристике урбаног граничног слоја (УГС-а). Урбани гранични слој (УГС) је онај део ПГС-а изнад слоја урбаног покривача у којем су климатске карактеристике условљене присуством града. Видели смо да град, у поређењу са околним

пределом, карактеришу храпавији, топлији и углавном сувљи површински услови. Урбане грађевине, као релативно високи, несавитљиви објекти оштрих ивица чине урбане површине најнеравнијим од свих аеродинамичких граница, с карактеристичним вредностима аеродинамичке храпавости. Повећање турбуленције и трења, у урбаним областима, има за последицу образовање дубље зоне утицаја трења, унутар које се брзина ветра смањује у поређењу с оним на истој висини у околини. То локално успорење тока ваздуха узрокује његово гомилање изнад града, због чега се ваздух изнад града уздиже. То настало вертикално кретање носи са собом ефекте топлог острва и може да буде довољно да произведе куполу УГС-а висине од око 250 m током дана. Идући низ ветар од града враћамо се мање храпавој, руралној површини, а зона, односно слој ваздуха у којем се осећа утицај града се уздиже и постепено смањује. Та зона може да траје десетинама километара низ ветар од града и позната је као „урбана перјаница" (сл. 5.13). Топлотна модификација унутар УГС-а се јавља кад хладнији рурални ваздух пролази кроз топлији град. Током дана утицај града на топлотну модификацију може да се прошири на цео ПГС, јер је стандардна дневна конвекција још повећана механичком и термичком конвекцијом неравнијег и топлијег града. Преко ноћи, урбана острва топлоте се скупљају до дубине од око 0,1 до 0,3 km јер је ваздушна маса ПГС-а стабилнија па пригушује конвекцију. И поред тога, ефекат урбаних острва на површини и присилна конвекција често нарушавају стабилност руралног ваздуха кад се премешта преко града и током ноћи. Према томе, за разлику од руралних области, урбана атмосфера нема јако изражену дневну промену стабилности; и по ноћи и по дану, УГС је добро измешан и тежи да неутралише јаке вертикалне температурне градијенте. Овај недостатак стабилности током ноћи објашњава зашто је ветар у УГС-у често јачи од оног у околној атмосфери. Наиме, одржавање ноћног слоја мешања у градовима допушта да се настави вертикална размена хоризонталног момента и током ноћи, због чега је средња брзина ветра у УГС-у већа него изнад руралне области. Информације које се односе на влажност ваздуха унутар УГС-а врло су оскудне. Међутим, оне којима располажемо наговештавају да урбано-руралне разлике у влажности у УГС-у имају исти знак као и оне у СУП-у и да се протежу до висине од око 1 km и низ ветар у „урбаној перјаници". Имајући у виду и начин образовања конвективних падавина, изгледа сасвим природно да се донесе закључак о утицају урбаних области на облачност и падавине, јер је управо урбана атмосфера идеална природна лабораторија за таква истраживања. Наиме, да би дошло до конвективних падавина неопходно је присуство водене паре и кондензационих језгара у атмосфери и неопходан је процес који ће те материје подићи до нивоа кондензације. „Урбана перјаница" поседује ова својства у знатно већој мери од околне атмосфере. Према томе, пошто је потребно време да се водена пара и кондензациона језгра подигну до нивоа кондензације, да се образују капљице и да постану довољно тешке да могу да падну на површину земљишта, урбани ефекти као конвективне падавине ће се вероватно јављати неколико десетина километара низ ветар од града, пре него у самом граду. У многобројним истраживањима о количини падавина у урбаним срединама, која су се ослањала на податке о укупној годишњој количини падавина, испоставило се да је та количина на поменутим локацијама низ ветар од града 5–30%

већа од оне у околним областима. Утицај града на снежне падавине је много сложенији. Постоји доста климатолошких анализа и студија које указују на мала повећања у талогу снега, низ ветар од урбаних или индустријских области. С друге стране, ако је температура ваздуха блиска температури мржњења, ефекти топлих острва могу бити довољни да снег претворе у кишу.

Модели урбане атмосфере. У новије време клима урбаних средина се све више проучава уз коришћење резултата добијених посебном врстом атмосферских модела – моделима урбане атмосфере. Ови, као и многи други атмосферски модели, нуде нам могућност да правимо разне сценарије мењањем атмосферских и физичких параметара модела. Тако, без обзира на чињеницу да ови модели могу да имају мањи или већи степен сложености, резултати који се помоћу њих добијају представљају значајну информацију о урбаној клими изабраног места у прошлости, садашњем времену и будућности. У складу с поделом урбане атмосфере на слој урбаног прекривача (СУП), слој турбулентних вртлога (СТВ) и урбани гранични слој (УГС) направљена је класификација модела урбане атмосфере на моделе слоја урбаног прекривача и моделе урбаног граничног слоја, који укључују и слој турбулентних вртлога јер се он обично не моделира одвојено.

18. ВРЕМЕ, КЛИМА, ЗЕМЉИШТЕ И БИЉКА

Животна активност биљака тече под утицајем спољне средине, под којом се подразумевају време и клима, земљиште, геолошка подлога и биљни и животињски организми. Сви фактори спољне средине могу се стога поделити у две групе: абиотичке (време, клима, земљиште и тип подлоге) и биотичке, у које спадају тзв. фитогени, зоогени и антропогени фактори.

У овој глави пажњу ћемо посветити пре свега односу времена, климе и животне средине биљака, као и утицају времена и климе на пораст и развиће биљака. У склопу тога биће наведени и прокоментарисани услови образовања биљног климата, да би потом детаљније биле описане измене микроклиме које настају подизањем биљних засада. Пошто на пораст и развиће биљака утиче и микроклима средине у којој се оне налазе, посебно је дат осврт на утицај водених басена, мочвара и акумулационих језера на микроклиму. Крај ове главе је резервисан за методе заштите и борбе од неповољних метеоролошких појава као што су мраз и суша.

18.1 Време, клима и животна средина биљака. Опште напомене

Људи, животиње и биљке настају, расту и развијају се у једном простору који их окружује и који можемо да назовемо њиховом *живоӣном средином*. Однос између живих бића и средине која их окружује је узајаман, тако да та средина на жива бића делује физичким, биолошким, хемијским и другим факторима битно утичући на њих. Наравно, постоји и обрнути утицај као својеврсна повратна спрега којом жива бића утичу на животну средину мењајући физичке и друге услове животне средине који се манифестују кроз њене повољне и неповољне измене. Пошто су просторни размери па и средине у којима живе људи, животиње и биљке различити, дефинисаћемо сваку од њих.

Под *живоӣном средином људи* подразумеваћемо простор у ком људи живе и делују. Та област је тако локализована да обухвата простор који одговара висини човека, али обухвата и животне услове на местима где он обавља своје делатности (насеља, рудници, индустријски објекти, итд.). На сличан начин може да се дефинише и животна средина животиња. Под *живоӣном средином биљака* подразумева се простор који обухвата земљиште, воду и ваздух, при чему је он ограничен на размер од свега неколико центиметара па до неколико десетина метара од завршетка кореновог система.

Као што је већ истакнуто, постоји више фактора којима животна средина утиче на жива бића. С обзиром на концепцију уџбеника ми ћемо се у њој бавити искључиво физичким факторима, док ће хемијски, биолошки и други бити помињани у мери која је неопходна да би се задржала јасноћа у излагању. Када говоримо о физичким факторима, онда се том приликом првенствено мисли на метеоролошке и климатске елементе, али и на разне објекте који су у статичкој или динамичкој повезаности са живим светом.

Да би човек, животиње или биљке могли да опстану у некој средини која им постаје животна средина, прво морају да се стекну услови за то, односно мора да дође до формирања физичких услова животне средине. То значи да они одређеним поступцима граде те услове, што може да потраје краћи или дужи временски период. Тај временски интервал може да потраје од неколико часова па до неколико дана, недеља или дуже. Из већ наведених разлога ми ћемо се позабавити образовањем физичких услова животне средине биљака и делимично човека и то у мери која укључује: опис намене ветрозаштитних појасева (поглавље 13.3), наводњавања и агротехничких мера на микроклиму пољопривредних култура и опис метода заштите од неповољних метеоролошких појава.

Клима се у животној средини углавном манифестује кроз Сунчево зрачење, пошто остали метеоролошки елементи и појаве зависе од њега. Измена квалитета и квантитета Сунчевог зрачења од стране човека може да повуче са собом низ промена код осталих метеоролошких елемената и појава. Зато је оно један од најважнијих чинилаца у узајамној повезаности климе и животне средине. Сунчево зрачење је од великог значаја за биљни свет, а посебно светлост која представља део његовог спектра. Под дејством светлости, као што је познато, врши се процес фотосинтезе код биљака, тј. врши се опште прерађивање примљене хранљиве материје у органску материју, при чему тај процес зависи од интензитета светлости.

Топлота као индиректна последица Сунчевог зрачења има значајан утицај на биљке, регулишући многе хемијске и друге реакције код њих. Надаље, топлота директно утиче на испаравање воде, од чијег интензитета индиректно зависи и влажност ваздуха. Познато је да ће при већој релативној влажности ваздуха транспирација са лишћа биљака да буде мања, а самим тим биће потребно мање воде из земљишта, што за собом повлачи чињеницу да ће биљка, у наведеним условима, моћи да се развија са мањом залихом воде у земљи.

Човекова средина има највећи утицај на климу, пре свега преко атмосферских загађивача. Загађујуће материје су првенствено продукти сагоревања и као такви углавном су индустријског порекла. Повећавањем њихове концентрације повећава се и количина кондензационих језгара, а то значи и да се интензивније образују и облаци, што надаље повећава и број дана с падавинама чији је значај за биљке добро познат.

Човек може утицати на климу мањег подручја, а тиме и на физичке услове животне средине, на пример, стварањем вештачких језера, одводњавањем мочвара, сечом шума итд. О изменама климе путем наведених и других човекових делатности више речи и детаља биће изнесено касније. Овде ћемо их поменути укратко.

Очигледан пример таквих измена је изградња вештачких језера. Вештачко језеро у току године смањује колебање температуре акумулацијом топлоте чинећи климу умеренијом, тј. с летима која су хладнија и топлијим зимама. Оваква промена температурног режима утиче на промену температурних сума са последицама на развој биљака. Један други пример је одводњавање мочвара којим се смањује количина воде на датој територији, због чега акватичне биљке и биљке које захтевају већу количину воде изумиру. Нестанком водене масе долази до смањења испаравања, а тиме и смањења влажности ваздуха.

Сечом шуме на већим територијама долази до наглог смањења биљне масе и повећања испаравања са подлоге. Нестанком шуме клима постаје оштрија. Лети због јачег загревања копна повећава се и температура ваздуха, смањује влажност, док су зиме оштрије због интензивнијег Земљиног зрачења. Недостатак шуме оставља слободан пут ветровима, који добијају могућност за максимално изражавање свог утицаја.

18.2 Утицај времена и климе на пораст и развиће биљака

Сунчево зрачење. Сунце је основни извор енергије за све физичке и хемијске процесе и појаве у природи, а тиме и извор живота на Земљи. Сунчеву енергију која доспева на Земљу биљке користе током читавог свог живота. На посејано семе Сунчева енергија делује загревањем околног земљишта, а од момента када биљка никне поменута енергија служи за образовање биљне масе, као и за обављање разних физиолошких и биохемијских процеса у биљци. Али пошто Сунчева енергија не допире свуда на Земљу у подједнакој количини, то је и њено деловање на биљке различито. Ефекат њеног деловања на биљке зависи од спектралног састава, интензитета и трајања директног Сунчевог зрачења.

Утицај спектралног састава Сунчевог зрачења на биљке. У поглављу 6.1 је речено да се спектар овог зрачења дели на три дела: ултраљубичасти, видљиви и инфрацрвени део спектра. На горњој граници атмосфере од укупног Сунчевог зрачења на видљиви део спектра долази 50%, на инфрацрвени 40%, а на ултраљубичасти само 10%. До површине земљишта не доспевају ултраљубичасти зраци са таласном дужином мањом од 0,29 μm. Њих потпуно апсорбује озон, који се налази у високим слојевима атмосфере.

Краткоталасни ултраљубичасти део спектра износи само 1–3% укупног Сунчевог зрачења које доспева на Земљу. Мада утицај ултраљубичастог зрачења на биљке није још довољно проучен, ипак се зна да оно има велики утицај. Пре свега, ултраљубичасто зрачење успорава раст биљака, због чега оне расту брже ноћу него дању. То је уједно и разлог због чега је у високим планинским пределима вегетација нижа. Али оно је и корисно, јер под његовим утицајем бивају уништени многи штетни микроорганизми, земљиште се дезинфикује, те се на тај начин смањује ширење биљних болести на пољопривредним културама. Видљиви део спектра има највећи и најнепосреднији утицај на живот биљака, а преко њих и на целокупни живот на Земљи, јер је опстанак и човека и животиња везан за биљке. Под утицајем светлости у биљкама се одиграва

процес фотосинтезе. Дуготаласно инфрацрвено Сунчево зрачење чини 40% Сунчеве енергије. Оно на биљку делују посредно, својим топлотним дејством.

Фотосинтеза. Фотосинтеза или хлорофилна асимилација је процес без кога не би било могуће одржавање живота на Земљи. То је сложен процес у коме биљке светлосну енергију претварају у хемијску, односно процес у коме се неорганске материје под њеним утицајем претварају у органске. У процесу фотосинтезе користи се само Сунчево зрачење таласне дужине 0,380–0,710 μm, тзв. фотосинтетички активно зрачење. Највећи део фотосинтезе се обавља у листу биљке, а мањи у другим деловима. Све зелене биљке садрже у ћелијама мала зелена телашца – хлоропласте, у којима се налази зелени пигмент – хлорофил, који апсорбује светлосну енергију.

Углавном све биљке имају на наличју листа огроман број врло ситних отвора – стома, кроз које у биљку улази угљен-диоксид. Преко кореновог система биљка узима из земљишта воду и у њој растворене неорганске минералне материје. У процесу фотосинтезе угљен-диоксид се под утицајем светлости разлаже на угљеник и кисеоник. Угљеник се спаја с водом и неорганским материјама и даје органску материју (гликозу, скроб итд.), а кисеоник кроз стоме излази напоље. Фотосинтеза у општем облику може да се прикаже следећом једначином



$$6CO_2 + 6H_2O + 2835J \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6O_2.$$

Интензитет фотосинтезе зависи од великог броја унутрашњих и спољашњих фактора. Унутрашњи фактори су: унутрашња грађа листа, количина и распоред хлоропласта, присуство одређених фермената, старост лишћа, здравствено стање и старост биљке и др. У спољашње факторе се убрајају: концентрација угљен-диоксида у приземном слоју ваздуха, влажност земљишта, температура ваздуха, интензитет светлости. Сматра се да је фотосинтеза још могућа при концентрацији угљен-диоксида 0,008–0,01%. Са повећањем концентрације CO_2 у приземном слоју ваздуха појачава се и интензитет фотосинтезе, али само до одређене границе, изнад које даље повећање концентрације CO_2 нема утицаја на фотосинтезу, а превелика концентрација делује чак токсично. Смањење влажности земљишта доводи до смањења фотосинтезе. Утицај влажности земљишта зависи од тога колико су поједине биљке осетљиве на сушу. Са повећањем температуре ваздуха повећава се и количина апсорбованог CO_2, а тиме и фотосинтеза, али само до одређене температурне границе, после које са повећањем температуре интензитет фотосинтезе опада. Сматра се да фотосинтеза протиче релативно брзо при температурама од 10 °C до 35 °C, зависно од врсте биљке. Интензитет фотосинтезе много зависи од интензитета светлости. Ово поготову када се зна да се веома мали део светлосне енергије Сунца користи за фотосинтезу. У најбољим условима та вредност износи до 5%, док се остатак троши у виду топлотне енергије.

Међутим, за одвијање процеса фотосинтезе, поред наведених унутрашњих и спољашњих фактора, потребна је и велика количина енергије. Ову енергију биљка добија једним другим физиолошким процесом – дисимилацијом.

Дисимилација или дисање је лагано сагоревање органских материја у присуству кисеоника. То је процес у коме се сложена органска једињења, богата хемијском енергијом, разлажу на простије материје уз ослобађање целокупне или само дела енергије коју органске материје садрже. Хемијска енергија која се при овом процесу ослобађа трансформише се у друге врсте енергије и користи за разне биосинтезе, раст, развиће, размножавање и др. За разлику од фотосинтезе која тече само дању, дисимилација се обавља непрекидно, и дању и ноћу, у свим органима биљке и у свакој њеној живој ћелији. Кисеоник неопходан за тај процес биљка добија из околне средине, разменом гасова. У процесима фотосинтезе и дисимилације, међусобно повезаним процесима али супротног карактера, неопходна је дакле стална размена гасова, кисеоника и угљен-моноксида, како би ти процеси могли несметано да теку. Дисимилација, на примеру глукозе, може се приказати следећом једначином



$$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O + 2835J.$$

Интензитет дисимилације такође зависи од многих спољашњих и унутрашњих фактора. Највећи утицај на њу има температура ваздуха. Са повећавањем температуре повећава се и интензитет дисимилације, али само до одређене границе, после које настаје оштра депресија. Влажност спољне средине такође има одређен утицај, при чему је запажено да биљке неотпорне на сушу у већој мери повећавају дисање у условима суше него отпорне биљке, код којих дисање остаје скоро непромењено.

Утицај интензитета Сунчевог зрачења на биљке. Животна активност биљака зависи од интензитета Сунчевог зрачења, нарочито од интензитета фотосинтетски активног зрачења видљивог дела спектра. Фотосинтеза почиње при врло ниском интензитету Сунчевог зрачења, али се при томе створене органске материје троше у процесу дисимилације. Интензитет зрачења при коме настаје равнотежа између органске материје створене фотосинтезом и утрошене дисимилацијом назива се *компензациона тачка*. Она није иста за све биљке, мења се у зависности од услова у којима биљка расте. Према њиховој потреби за различитим интензитетом Сунчеве светлости биљке се деле на *хелиофите*, које захватају више светлости, и *скиофите*, које захтевају мање. Ове групе биљака нису оштро разграничене. Између њих постоји низ прелазних биљака, које могу поднети како дуже засењивање тако и интензивну светлост. Хелиофите су отпорније на мраз и високе температуре од скиофита. Обе врсте се међусобно разликују и по развићу круне. Дрвеће с ретком круном спада у хелиофите (бреза, бор, јасен и др.), а оно са густом круном у групу скиофита (буква, јела, липа и др.). Тако, на пример, код хелиофита компензациона тачка износи око 0,083–1,27 Wm^{-2}, а код скиофита око 0,042–0,083 Wm^{-2}. Испод ове вредности дисимилација је интензивнија од фотосинтезе. Са повећањем интензитета Сунчевог зрачења повећава се и интензитет фотосинтезе. При довољно великом интензитету светлости стварање органских материја у процесу фотосинтезе је скоро десет пута веће од њиховог разлагања дисимилацијом. Али сувише велики интензитет делује неповољно на биљке, јер је праћен превеликом температуром листа, која доводи до распадања хлорофила, лишће жути, да би на крају увенуло.

Недовољан интензитет зрачења неповољно утиче не само на процес фотосинтезе већ и на опште стање биљака. При недостатку светлости повећава се пораст стабљике на рачун лишћа, биљка се истеже, а коренов систем се слабо развија. Такве биљке немају довољно хлорофила и стога су бледожуте. У природи се то дешава приликом засењивања усева. Дрвеће поред стаза, зграда и другог у већој или мањој мери засењује усеве, услед чега они заостају у напредовању, закржљају и дају мале приносе. Исто се запажа и при самозасењивању биљака, нпр. у воћњаку, где једна воћка засењује другу, или на њиви, ако су усеви сувише густо засејани.

Поред директног, биљке користе светлост и топлоту и од дифузног Сунчевог зрачења, које је такође важан еколошки чинилац. Дифузна светлост у извесној мери надокнађује директну Сунчеву светлост. Ово нарочито долази до изражаја у току облачних дана, када биљкама стоји на располагању једино дифузна светлост, или код биљака које се налазе у сенци, те стога добијају мање Сунчеве светлости. Али нарочити значај Сунчеве светлости је у томе што она продужава дан. Пре изласка сунца имамо праскозорје, а после заласка сутон. У нашим условима они продужавају дан за неколико часова.

Интензитет светлости се у биљној производњи може у извесној мери регулисати агротехничким мерама. У такве мере спадају код пољских усева густина сетве и проређивање усева, а у воћарству сађење на правилну раздаљину и проређивање грана у круни дрвета. Осим тога, на побољшање услова осветљености утичу још правац редова и број биљака по јединици површине. Поред ових мера у природним условима, интензитет светлости може се у извесном степену регулисати и вештачки, применом јаких лампи (нпр. 500 W m^{-2}). Саме биљке су способне да у извесној мери регулишу осветљавање својих појединих органа. Њихова особина да мењају положај својих органа према извору светлости назива се *фототропизам*. Тако неке биљке, као нпр. сунцокрет, луцерка, памук и друге, током целог дана окрећу своју цваст у правцу Сунца: ујутру на исток, дању на југ, а предвече на запад. Код неких биљака је примећена и дневна периодичност у кретању листова. Ујутру лишће заузима хоризонталан положај, а увече се опушта. Не понашају се све биљке подједнако према трајању осветљености. Неке пре цветају уколико је дан дужи а ноћ краћа, а друге обрнуто, што је дан краћи а ноћ дужа. У односу на фотопериодску реакцију биљке се могу поделити у три групе: а) биљке дугог дана; б) биљке кратког дана и в) неутралне биљке. Биљке дугог дана или дугодневне су оне које цветају само ако дужина осветљености износи више од 12–14 сати. Биљке кратког дана или краткодневне цветају само ако је дужина осветљености мања од 12–14 сати, а неутралне биљке цветају независно од дужине дана.

Температура ваздуха. Топлота је један од основних фактора спољне средине од којих зависи пораст и развиће биљака. Без топлоте живот биљке не би био могућ, јер би се зауставили сви животни процеси и она би угинула. Топлота је биљкама неопходна током читавог вегетационог периода, од клијања и ницања до стварања и сазревања плода.

Код већине биљака животни процеси се повећавају с повећањем температуре. Утицај температуре на интензитет процеса изражава се правилом Вант-Хофа, по коме се брзина хемијске реакције удвостручава са повећањем температуре за сваких 10 °C. Ово

правило код биљака важи само до одређене температурне границе. Даљим повећањем температуре процеси се успоравају и на крају престају.

Основни физиолошки процеси у биљкама, као што су фотосинтеза, дисимилација, транспирација, апсорпција хранљивих материја и други, теку само у одређеним границама температуре. За сваки животни процес постоје три *кардиналне тачке*: минимум, оптимум и максимум. *Минимум* представља доњу границу температуре при којој се процес прекида услед недостатка топлоте, *оптимум* је температура при којој процес најбрже тече, а *максимум* је горња граница температуре при којој се процес прекида због вишка топлоте. Минимум и максимум су критичне тачке развића биљке. Када температура пређе било доњу (минимум) било горњу границу (максимум), биљка нема више услова за живот. Вредности кардиналних тачака су различите за разне биљне врсте и сорте, као и за различите периоде њиховог развића.

Овде треба напоменути да се кардиналне тачке развића биљака односе не само на температуру већ и на остале вегетационе чиниоце (влага, светлост, храна и др.) који условљавају живот биљака. Ако је ма који од ових неопходних чинилаца у минимуму или максимуму, доводи се у питање даљи опстанак биљке, и то чак и онда када су сви остали чиниоци у оптимуму. Такав је нпр. случај код суше, где се влага јавља у минимуму, а биљка и поред осталих оптималних услова може да страда.

Интензитет *фотосинтезе* зависи, као што је познато, од температуре ваздуха. Ниске температуре успоравају овај процес, а при њиховим одређеним вредностима престаје узимање угљен-диоксида. Са повећањем температуре појачава се процес, али када температура достигне одређену границу, интензитет фотосинтезе почиње да се смањује. Зависност фотосинтезе од температуре није иста код свих биљака, а такође се мења и код исте биљне врсте у зависности од других услова спољне средине. Минимум температуре за фотосинтезу је око 0 °C, мада се код неких термофилних биљака фотосинтеза нагло смањује већ на 10–12 °C, а престаје при температури 3–5 °C. Максимум температуре за фотосинтезу је око 45–50 °C, када долази до распадања хлорофила и престанка фотосинтезе. Код већине биљака овај процес тече релативно брзо у температурним границама 10–35 °C, али оптимална температура износи 25–28 °C, зависно од врсте биљке.

Процес *дисимилације* тече у нешто ширим температурним границама од фотосинтезе. Мада све биљке не реагују подједнако на температуру, код већине дисимилација може да се обавља и при температури нешто испод 0 °C. Са повећањем температуре интензитет дисимилације се повећава и достиже оптимум при температури 35–40 °C, док при температури 50 °C и вишој престаје.

Како су и фотосинтеза и дисимилација интензивније при вишим температурама (у одређеним границама), акумулација органских материја у биљкама зависиће од дневних и ноћних температура, односно од дневног хода температуре ваздуха. Релативно високе температуре дању и релативно ниске ноћу повећавају акумулацију органских материја у ткиву биљака. Насупрот томе, прохладни дани и топле ноћи не омогућавају већу акумулацију органских материја, јер слабија фотосинтеза дању не може да покрије расход органских материја у процесу дисимилације ни током дана, а нарочито не током топле ноћи.

Температура ваздуха веома утиче и на трећи физиолошки процес у биљкама – *транспирацију*. Са повећањем температуре ваздуха повећава се и транспирација. Самим тим што има велики утицај на физиолошке процесе у биљци, температура ваздуха утиче и на темпо развића биљака. То значи да трајање међуфазних периода развића, а тиме и трајање вегетационог периода, зависи од температуре ваздуха – што је виша температура то су краћи међуфазни периоди, а развиће биљака брже, и обрнуто.

Утицај температуре на ритам развића запажа се нарочито у брдско-планинским подручјима, где вегетација касни у односу на ниже пределе. Са повећањем надморске висине температура ваздуха опада, а сходно томе закашњава и време наступа фаза развића биљака. Ово закашњење је веће у топлијим подручјима, где температура брже опада са повећањем висине него у хладнијим крајевима, где су термичке промене са висином слабије изражене.

Пораст биљака односно повећање биљне масе, које настаје као резултат два супротна процеса, асимилације и дисимилације, зависи такође од температуре ваздуха. Са повећањем температуре повећава се брзина пораста све до оптималне температуре, при којој је пораст најбржи. Даљим повећањем температуре, изнад оптимума, брзина пораста се смањује, а при температури која одговара кардиналној тачки максимума пораст се сасвим зауставља.

Потребе биљака за топлотом. Потребе биљака за топлотом нису подједнаке. Има биљака којима је за пораст и развиће потребно више топлоте (*термофилне биљке*), док се друге задовољавају са мање. Тако, на пример, неке биљке расту, цветају и доносе плод при температури испод 0 °C, док друге угињавају већ на 10–15 °C. Потреба биљака за топлотом најбоље се може уочити упоређивањем *биолошких сума температуре ваздуха* за различите биљке, под којом се подразумева сума средњих дневних температура ваздуха у вегетационом периоду одређене културе од почетка раста до њеног сазревања.

Не почињу све биљке свој пораст и развиће при истој температури. И касније фазе развића биљке пролазе при различитим температурама, што зависи од биолошких особина и потребе одређене врсте биљака за топлотом. Доња граница температуре при којој оне улазе у одређену фазу развића назива се *биолошки минимум*. Тако, на пример, биолошки минимум за почетак раста, односно за ницање стрних жита износи око 5 °C, али има биљака које почињу да вегетирају при знатно вишим температурама, као нпр. кукуруз на 10 °C, пасуљ на 12 °C итд.

Пад температуре испод биолошког минимума још не доводи до угинућа биљке. Настаје само застој у порасту и развићу, али она остаје у животу и при каснијем отопљењу почиње поново да вегетира. Уколико је пад температуре испод биолошког минимума мањи утолико су оштећења мања и биљка се при каснијим оптималним условима лакше опоравља. Међутим, што је она ближе својој кардиналној тачки минимума, то су оштећења већа и биљка се касније теже опоравља.

Све температуре изнад биолошког минимума за одређену фазу развића називају се *активне температуре*. Под *ефективним температурама* подразумевају се активне температуре умањене за величину биолошког минимума. На пример, ако биолошки

минимум за почетак раста озиме пшенице износи 5 °C а средња дневна температура одређеног дана 15,6 °C, онда је активна температура тога дана 15,6 °C, а ефективна – 0,6 °C. Суме активних температура ваздуха изнад 10 °C користе се у агрометеорологији као основни термички показатељ могућности гајења одређене биљке у неком подручју, као и при одређивању висинске термичке границе за њену рентабилну производњу. Суме ефективних температура ваздуха за одређене међуфазне периоде развића биљака највише се користе као показатељи темпа развића биљака, најчешће у фенолошким прогнозама времена наступа одређене фазе развића.

Неповољан утицај температуре ваздуха на биљке. Утицај температуре ваздуха на пораст и развиће биљака је најповољнији када је температура у границама оптимума за одређену биљну врсту и фазу развића. Међутим, у природним условима то није увек случај. У пролеће, када се биљке налазе у почетним фазама развића, често се у нашим климатским условима температура спусти испод нуле. О мразу као неповољној временској појави и његовом деловању на пољопривредне културе било је говора у поглављу 9.4, док су методе заштите од мраза приказане у поглављу 18.6.

Међутим, на биљку делују неповољно и високе температуре ваздуха. При високим температурама повећава се процес *дисимилације*. То доводи до исцрпљивања биљке, јер је потрошња угљених хидрата већа од њихове синтезе. Нарочито је то случај код младих биљака, чији још недовољно развијен коренов систем не може да снабдева биљку довољном количином хранљивих материја. У таквим условима нарушава се нормалан ток метаболизма, што доводи до оштећења биљног ткива, а на крају и до угинућа биљке.

Високе температуре, без обзира на то у ком се периоду развића биљке појављују, нарушавају њен водни биланс, јер повећавају транспирацију и отежавају нормално снабдевање биљке водом. Овакви услови могу довести до сагоревања хлорофила и привременог жућења лишћа, а у време цветања до непотпуног опрашивања. Разлог томе је што при високим температурама опада тургор (притисак који упијена вода врши на ћелијску опну), цветни прах се суши и постаје слабо активан, прашници се не отварају и тада не долази до опрашивања. То се, на пример, дешава са цветним прахом кукуруза при температури изнад 35 °C. У периоду наливања зрна високе температуре, праћене сувим ваздухом, ометају овај процес и доводе до превременог зрења. Зрна остају штура, а приноси су знатно смањени. Високе летње температуре могу нанети штете младарима, лишћу и плодовима воћака у облику тзв. сунчаних ожеготина (тамне округласте пеге са сунчане стране, код којих је неколико слојева ћелија мртво).

Влажност ваздуха. Влажност ваздуха је један од метеоролошких елемената који је врло важан у животу биљака, јер игра значајну улогу у обнављању њихових животних процеса. Оптимална влажност ваздуха у свим фазама развића биљке, уз остале повољне услове, доприноси њеном нормалном развићу, а као резултат тога добром приносу. Од величина које карактеришу влажност ваздуха за агрометеоролошке потребе и истраживања најважнији су релативна влажност ваздуха и дефицит засићености. Према вредностима ове две величине одређује се евапорациона моћ ваздуха. Што је релатив-

на влажност ваздуха мања а дефицит засићености већи, утолико је ваздух сувљи а интензитет испаравања замљишта и биљака већи, и обрнуто.

На биљке, у одређеним фазама њиховог развића, негативно делује како сув ваздух тако и сувише велика засићеност ваздуха воденом паром. Негативан утицај сувог ваздуха на живот биљака огледа се у томе што оне тада интензивније троше воду, повећава се интензитет транспирације и уколико не могу да компензују губитак воде притицањем нових количина воде из земљишта преко кореновог система, ћелије ткива остају без воде, биљка вене, а ако ово стање потраје дуже, онда и угине. Ово је нарочито случај када се при ниској влажности ваздуха јављају висока температура ваздуха и ветар, што доводи до атмосферске или ваздушне суше. Колики могу бити губици воде види се из података да при дефициту засићености већем од 40 mb испаравање са површине влажног земљишта износи више од 60 тона воде по 1 хектару за 24 сата.

Дужи период са релативном влажношћу ваздуха испод 30% изазива превремено исушивање лишћа. На тај начин смањује се фотосинтетска површина лишћа, а тиме и образовање органских материја, што у крајњој линији доводи до смањења приноса. До смањења приноса долази и када се ниска влажност ваздуха јавља у периоду цветања и наливања зрна. Такви услови у периоду цветања изазивају сушење цветног праха и непотпуно опрашивање, а у периоду наливања штурост зрна. Влажност ваздуха утиче и на квалитет многих пољопривредних култура. На пример, ниска влажност ваздуха смањује квалитет влакна, али побољшава фаринолошке особине пшенице.

Штетне последице на биљке има не само ниска већ и велика засићеност ваздуха воденом паром у одређеним периодима њиховог развића. Повећана влажност у периоду цветања омета отварање прашника и преношење цветног праха ветром. Такође је отежан и лет инсеката-опрашивача и њихово преношење цветног праха.

Повећана влажност ваздуха, нарочито при топлом времену, омогућава појаву и ширење разних гљивичних биљних болести, а и неких биљних штеточина. То су, на пример, фитофтора на кромпиру, пламењача на виновој лози, различите рђе на житарицама и низ других. Свакодневним праћењем влажности и температуре ваздуха, као и праћењем биологије паразита, могу се успешно прогнозирати рокови прскања против многих биљних болести.

Влажност ваздуха има значајну улогу и у периоду мразева, нарочито пролетњих и јесењих, који су штетни за пољопривредне културе. При ведром и тихом времену после заласка сунца температура опада брзо све до момента када почиње образовање росе. Том приликом ослобађа се латентна топлота кондензације, која нагло успорава хлађење ваздуха. Што више, значи, има влаге у ваздуху утолико пре долази до образовања росе, а вероватноћа појаве мразева се смањује.

Падавине. Падавине су један од најважнијих метеоролошких елемената неопходних за живот биљака. При довољној количини топлоте, светлости, хранљивих материја и других фактора пораста и развића, продуктивност биљака зависи од њихове обезбеђености влагом. Од свих облика падавина, за биљке су од највећег значаја киша и снег, мада у одређеним случајевима они могу деловати на биљке и неповољно.

Падавине су основни извор воде за земљиште, а преко њега и за биљке. Поред снабдевања водом, падавине омогућавају биљци и узимање хранљивих минералних материја које се у земљишту налазе већином у облику неприступачном биљкама. Вода у земљишту раствара те материје и на тај начин их чини приступачним биљкама, које их преко свог кореновог система апсорбују заједно са водом и користе за своју исхрану. Одређена количина воде у ћелијама биљке је неопходан услов за њихову високу физиолошку активност. Старењем биљне ћелије смањује се њена активност, а тиме се смањује и количина воде у ћелији. Вода у биљци неопходна је не само за њену исхрану већ и за преношење материја од корена преко стабла ка листовима и обрнуто, а исто тако и за деловање фермената и међусобне хемијске реакције разних материја, које су могуће само ако су растворене у води.

За процењивање обезбеђености биљака водом није довољно знати само укупну годишњу количину падавина, већ и њихов распоред у току вегетационог периода, односно количину и карактер падавина у појединим периодима развића. Међутим, обезбеђеност биљака влагом зависи не само од количине падавина већ и од низа других чинилаца. Колики ће проценат падавина апсорбовати земљиште зависи пре свега од: физичих особина земљишта и стања његове површине, степена засићености земљишта влагом, интензитета и трајања падавина, нагиба земљишта, врсте биљних покривача и других фактора. Од физичких особина земљишта за регулисање водног режима најважнија је његова структура, односно повезаност земљишних честица у агрегате различитог облика и величине. Земљишта са мрвичастом структуром много боље апсорбују падавине и снабдевају биљке водом него земљишта са лошом структуром. Што је површински слој земљишта збијенији, то је апсорпција падавина мања, а површинско отицање веће. Што је влажност земљишта већа, апсорпција воде је мања и обрнуто.

Са повећањем интензитета падавина њихово корисно дејство на биљке се смањује, јер се смањује количина апсорбоване воде и већи део падавина отиче. То је случај код пљускова, који обично не трају дуго али је интензитет падавина велики, те земљиште за то кратко време не успева да апсорбује сву количину воде, већ она или брзо отиче, нарочито на стрмим теренима, или се задржава у облику бара, одакле опет брзо испари. Насупрот томе, код дуготрајних падавина слабијег интензитета вода постепено продире у земљиште, па је стога њихово корисно дејство на биљке много веће. Нагиб терена је веома важан фактор код апсорпције падавина од стране земљишта. Са повећањем нагиба повећава се отицање воде, а тиме и услови за појаву ерозије, о чему ће бити говора посебно.

Интерцепција падавина биљке тј. њихово задржавање од стране биљног покривача зависи поред врсте и од фазе развића, при чему у овом процесу велику улогу има интензитет падавина. При дуготрајним падавинама слабијег интензитета њихова апсорпција се смањује с повећањем биљне масе. При пљусковитим падавинама већег интензитета је супротно – земљиште апсорбује веће количине падавина у каснијим фазама развића, јер густ и компактан слој биљака смањује површинско отицање.

18.3 Образовање биљне климе

Ошӣшӣе найомене. Метеоролошки заклони у којима су, у оквиру мреже станица, инструменти заштићени од Сунчевог зрачења и кише ипак су кроз многобројне отворе довољно изложени утицају околног ваздуха. У њима инструменти стоје на висини од 2 m изнад површине земљишта. Ова висина, утврђена међународном конвенцијом, одређена је тек крајем претпрошлог века, пошто се на основу дугих низова осматрања утврдило да је одговарајући утицај положаја места осматрања на овој висини у потпуности отклоњен. Врста и стање земљишта, као и вегетација на њему, више не представљају значајан фактор. Метеоролошка станица је, дакле, „репрезентативна” за даљу околину и вредности измерене на њој, познате иначе из метеоролошких годишњака и публикација, дају бројне податке за климатски опис дотичног места.

Слој ваздуха испод поменуте висине од округло 2 m називамо *микроклимаӣски* слој, а одговарајући елементи у њему чине микроклиму. У овом приземном слоју наилази се често на знатно измењене климатске прилике. Површина земљишта, која апсорбује Сунчево зрачење и дуготаласно зрачи, у ствари је један велики топлотни резервоар и дејствује на ваздух који је у додиру с њим загревајући га или, пак, хладећи га. Повећана турбуленција у овом слоју битно утиче на изједначавање постојећих разлика у њему. Површина земљишта је, између осталог, и извор водене паре за атмосферу путем испаравања, извор прашине и разних гасова које она ослобађа. Због свега наведеног, стање се, у овом тзв. поремећеном ваздушном слоју, мења и то се у великој мери одражава на организме који живе у овом простору, пре свега на ниске, а нарочито на осетљиве младе биљке. Често се назив микроклима замењује специфичним називом *биљна клима*.

Закључке које на основу климатолошких података неког места изводимо, из наведених разлога, не можемо без даљег да применимо на животне услове разнородних биљака које се развијају у микроклиматском слоју. Пример минималних температура најдрастичније указује на постојеће разлике између макроклиме и микроклиме. Тако је, на пример, на једној метеоролошкој станици у Немачкој у мају у заклону на висини од 2 m свега једанпут измерена негативна температура, са вредношћу од –1,8 °C, а око 20 km даље од тог места, на висини 5 cm изнад земљишта, у истом месецу забележена су 23 мразна дана, са најнижом минималном температуром од –14,4 °C. Можемо да се послужимо и примером појаве позног мраза у Кикинди и на Палићу 1955. год. Те године у заклону на висини од 2 m непосредно изнад површине земљишта је 1. априла измерен мраз интензитета –2,6 °C, односно –4,0 °C, а на висини од 5 cm 1. јуна исте године –1,1 °C, односно –1,2 °C; дакле, мразни период при површини земљишта био је дужи више од 60 дана у односу на заклон. У овом поглављу пажња ће бити посвећена опису образовања микроклиме искључиво културних биљака.

Микроклимаӣска мерења. При проучавању животних услова у средини у којој биљка расте ни у ком случају не могу да се занемаре неки метеоролошки елементи. Примера ради, поменућемо само један – Сунчево зрачење, односно апсорбовање енергије зрачења и њено претварање у топлоту на биљним деловима или површини земљишта.

Ова топлота се користи за загревање приземног ваздуха. Од интензитета и врсте Сунчевог зрачења зависе, надаље, физиолошки процеси код биљака, њихов развој и, у крајњој мери, добијени принос код одређене културе.

Није, међутим, иста микроклима код различитих врста и сорти биљака при, иначе, истим микроклиматским условима, поготово кад се они међусобно разликују и по облику, висини, густини биљака по јединици површине, биљној маси по јединици запремине, боји (због различите апсорпције), као и по специфичним физиолошким карактеристикама у појединим фазама свог развоја. Свака биљка при одређеним условима гајења и сама директно утиче на формирање специфичне микроклиматске средине у којој се развија и у великој мери преиначава микроклимат суседног необраслог земљишта. Због тога су и методе микроклиматских истраживања различите код појединих биљака, у зависности од поменутих физичких и физиолошких карактеристика у фазама свог развоја.

За проучавање микроклиме биљака незамењиво је њено „снимање", укључујући и мерење најважнијих метеоролошких елемената тзв. *микроклиматско мерење*, које се обавља у целој ширини животног простора биљака, од кореновог система до њихове горње граничне површине – ваздуха. Том приликом се прати: интензитет глобалног Сунчевог зрачења, као и његовог видљивог дела – нарочито корисног за асимилацију, на разним нивоима биљке; топлотно стање биљних делова, ваздуха и земљишта; струјање ваздуха у биљној средини; испаравање са земљишта и евапотранспирација биљака, модификовани услови падавина у биљној средини, итд. Сва ова испитивања представљамо измереним вредностима метеоролошких елемената или, пак, поређењем измерених вредности у биљној средини с базичном станицом, тј. контролним местом (голим, незасејаним и незаклоњеним, али једнако обрађеним простором). Микроклиматски подаци у различитим варијантама исте културе, или код различитих биљака, могу да се на овај начин упоредно анализирају у односу на слободну контролну површину.

Опрема која се код микроклиматских истраживања употребљава је такође специфична и прилагођена постављеним захтевима мерења у одређеној биљној средини. Због брзих промена вредности неких елемената током времена, код микроклиматских снимања неопходно је вршити такорећи истовремено мерење на свим мерним местима, јер у противном употребљивост података губи своју сврху. Због свега изнетог, за мерења метеоролошких елемената унутар и изнад биљног склопа користе се аутоматске метеоролошке станице различитог степена опремљености и различитим пријемницима којима се обавља регистрација метеоролошких елемената. Употреба аутоматских метеоролошких станица пружа велике могућности, како за тренутан увид у вредности и ход појединих метеоролошких елемената унутар и изнад биљног склопа тако и за обраду добијених података уз употребу појединих модела који се користе за испитивање биљне климе.

Микроклиматска истраживања. Бројна су подручја у пољопривреди у којима разни стручњаци (ратари, ентомолози, зоолози, стручњаци који се баве наводњавањем и др.) од микроклиматских истраживања с правом очекују одговарајућа решења. Међутим, у истраживању биљне климе најважнија су проучавања која се врше у неким културним биљкама које се највише гаје у локалним или регионалним условима, па ћемо се овде осврнути углавном на њих.

Микроклиматска истраживања указују на температурне прилике сунцу изложених и заклоњених делова различитих биљака. Утврђено је, на пример, да су осунчане површине листова знатно топлије од околног ваздуха, док су ноћу ти исти листови хладнији од околине. Дању, према томе, влада позитивна тзв. биљно-климатска температура (јер је биљка топлија), која код неких врста биљака може да достигне вредност од 10 °C у односу на непосредно налегли ваздух; ноћу су много мање негативне биљно-климатске температурне разлике; биљке су за око 2 °C хладније од околине која их окружује. Уочено је да температура лисних површина или иглица лежи између температуре околног ваздуха и температуре површине земљишта. Код меснатог и код сувог листа, при интензивном Сунчевом зрачењу и мирном ваздуху, температуре на површини листова се све више приближавају температури измереној на површини земљишта.

Код вештачког опрашивања делови биљака пресвлаче се папирним или пластичним кесама, у којима се образује потпуно измењена микроклима. Према неким мерењима, у зависности од врсте пресвлаке, у кесама се јавља позитивна биљно-климатска температура, која у поподневним сатима иде и до 18 °C више од измерене температуре околног ваздуха. Ноћу се јављају негативне разлике, које некад износе и преко 5 °C (биљке су тада хладније од ваздуха). Надаље, у кесама дању влада повећана засићеност воденом паром, која у просеку износи 35% више од релативне влажности околног ваздуха.

У пољским условима мерењем глобалног Сунчевог зрачења при пролазу кроз вегетацију утврђено је да у ливадској трави високој 1 m на површину земљишта падне свега 20% од укупне количине зрачења која падне на горњу површину биљке. Пошто од количине апсорбованог зрачења зависи топлотно стање површине земљишта и биљних делова, очигледно је да ће температурне прилике у биљној средини бити измењене у односу на слободан простор.

Што су биљни склопови гушћи и пунији, то ће зрачење кроз граничну површину биљака мање да продире у унутрашњост вегетације, а самим тим и мањи износ зрачења ће да буде апсорбован од површине земљишта. Отуда настају и велике температурне разлике између појединих делова исте биљке у вертикалном правцу. Код сунчаног и мирног времена, нарочито ако је земљиште испод вегетације влажно, те разлике су највеће. И интензитет осветљености се такође различито апсорбује при разним густинама у структури граничне површине вегетације. У разним сортама грашка, на пример, осветљеност варира између 38–84% у односу на слободни, незаклоњени простор.

Уопште узевши, повећање густине склопа биљака доводи до ублажавања микроклиме. Ово је, на пример, утврђено интензивним микроклиматским мерењима на шест различитих травних култура, високих између 20 и 80 cm. Максималне температуре ваздуха биле су мање изнад гушћих склопова, као и на површини земљишта; такође, дневна колебања температуре ваздуха на разним нивоима у вегетацији и изнад ње била су мања у склоповима с већом густином.

На основу мерења дневних ходова температуре у озимој ражи у околини Минхена утврђено је да се зона највећег загревања помера од површине земљишта увис. Најтоплији појас, ипак, остаје знатно испод граничне површине биљака, докле год Сунчево зрачење и ветар могу у довољној мери да продру у дубину вегетације. Сазревањем

и сушењем биљака максимум температуре се спушта поново ближе површини земљишта. Хладан ваздух који се ноћу ствара изнад вегетације спушта се врло споро кроз густи склоп биљака наниже, тако да се најхладнија зона, на пример, ствара на 50–100 cm висине у разним развојним фазама озиме ражи.

Доста микроклиматских мерења је обављено да би се утврдила вертикална расподела температуре у биљном склопу ратарских култура. Тако је, на пример, мерењима температуре ваздуха на девет разних нивоа у кукурузном пољу утврђено да је током дана у њему на висини 40–60 cm за 0,5–2,5 °C хладније него на слободном простору, док је изнад те висине до 210 cm за 0,5–1,5 °C топлије него на слободном простору. Ова мерења су се односила на биљни склоп код кога је гранична површина кукуруза била неуједначена на висини између 80 и 180 cm, тако да су спољни утицаји времена промењиво продирали у унутрашњост склопа. Ноћу је, међутим, до висине од 80 cm у кукурузном пољу било за 0,5–1,0 °C топлије, а изнад те висине за 0,5 °C хладније него на слободном пољу.

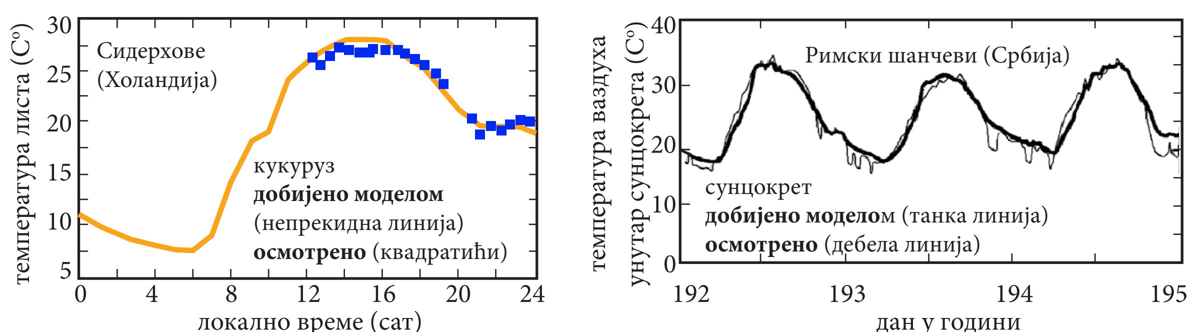
Подаци о расподели релативне влажности ваздуха у разним вегетацијама су веома оскудни; додуше, вршена су многобројна појединачна мерења у високој трави, шећерној репи и неким другим културама, али ови подаци ни издалека нису довољни за стварање опште слике расподеле овог елемента под разним условима гајења културних биљака. Према мерењима која су била обављена летњег поподнева у високој трави показало се да релативна влажност ваздуха много брже опада од површине земљишта према горњој граничној површини вегетације него што се температура ваздуха повећава. Тако, непосредно изнад земљишта релативна влажност била је 100%, а температура ваздуха 17 °C, на висини од 50 cm релативна влажност је спала на половину првобитне вредности, док се температура ваздуха повећала за 8 °C.

Мерењима која су за циљ имала испитивање утицаја густине склопова кукуруза на режим влажности ваздуха утврђено је да је релативна влажност ваздуха износила: 73% у густом склопу кукуруза (где је површина листова биљака у јединици запремине износила 1,81 cm^2 cm^{-3}), 64% у средње густом склопу (0,82 cm^2 cm^{-3}) и 51% у ретком склопу (0,38 cm^2 cm^{-3}), док је истовремено на слободном простору владала влажност ваздуха од 40%.

Познавање режима струјања ваздуха у ниској вегетацији је информација која је драгоцена за пољопривредну праксу, на пример, за ентомологе. На основу многобројних мерења утврђено је да брзина ваздушних струјања у развијеној травној вегетацији ретко прелази вредност од 1 m s^{-1}, чак и када су у питању најјачи ветрови. Код развијене културе шећерне репе високе 40–50 cm снимањем струјних линија од дима путем филма показано је да је унутар склопа струјање веома поремећено. Насупрот томе, изнад травнате вегетације брзина ветра се с висином правилно повећава, у простору вегетације шећерне репе, па чак и непосредно изнад вегетације, наступају повремено потпуна затишја, без икаквог кретања ваздуха.

Модели за интеракцију тла и атмосфере и микроклима биљака. До закључака о микроклими биљака може да се дође не само поступком мерења, већ и коришћењем модела за интеракцију тла и атмосфере којима се, између осталог, симулирају и процеси који одређују микроклиму биљног склопа. Данас има доста модела помоћу којих је могуће обавити симулације које се тичу интеракције атмосфера–биљка–земљиште. У њима се

на основу: а) интеграције прогностичких једначина којима се описују топлотни односи и транспорт воде на границама биљка–атмосфера и биљка–земљиште и б) параметризације биофизичких процеса, у описаном трокомпонентном систему, долази до: температуре на површини листа, температуре земљишта, температуре у дубљим слојевима земљишта, количине воде задржане на листовима, влажности земљишта у три и више слојева. Један такав модел је и модел LAPS (Land-Air Parameterization Scheme), развијен на Пољопривредном факултету Универзитета у Новом Саду [Михаиловић (Mihailovic, 1996)], који може да се користи као део неког атмосферског модела или као самостални модел за истраживања микроклиме биљака. На слици 5.14 приказани су дневни ходови температура: на површини листа, на површини земљишта и ваздуха унутар биљног склопа кукуруза и сунцокрета добијени LAPS моделом.



Слика 5.14 Дневни ходови температуре: (а) на површини листа кукуруза и (б) ваздуха унутар биљног склопа сунцокрета добијени LAPS моделом [Михаиловић и Ејцингер (Mihailovic and Eitzinger, 2007)]

18.4 Утицај биљних засада на микроклиму

Ради смањења штетног дејства ветра на пољопривредне културе могуће је предузети читав низ мера, почев од превентивних па до подизања разних ветрозаштитних појасева. У превентивне мере спадају правилан распоред и избор биљака. На пример, при подизању засада вишегодишњих култура, као што су воћњаци и виногради, треба избегавати положаје који су у току вегетације изложени јачим ветровима. То се нарочито односи на засаде биљака које су доста осетљиве на ветар.

Најбоља заштита од ветрова велике јачине су ветрозаштитни шумски појасеви, који у знатној мери смањују брзину ветра и ублажују његово неповољно деловање на биљке. Ефективност ветрозаштитних шумских појасева зависи у првом реду од њихове густине и висине, а веома мало од ширине. Смањење брзине ветра зависи од пропустљивости шумских појасева. Она се квантитативно може одредити односом између пропусних површина у појасу и укупне вертикалне површине појаса. Тај однос, изражен у процентима, представља *ажурност* шумског појаса.

Најефикаснији су шумски појасеви ажурне конструкције (поглавље 13.3). Они имају више или мање равномерно распоређене уске отворе између олисталих грана, док се између дрвећа налази жбуње (сл. 4.4б). Општа ажурност појаса треба да износи око 30%, с тим што је максимална ажурност у доњем делу и до 50–60%, да би са висином појаса почела да се смањује. Радијус деловања ветрозаштитних шумских појасева зависи од њихове висине. Утврђено је да се смањивање брзине ветра запажа на растојању које код шумског појаса ажурне конструкције износи 40–50 висина појасева, а код слабопропустљивих шумских појасева на растојању од 20–30 висина појаса. Тако, на пример, ако висина појаса износи 10 m, смањивање брзине ветра у заветрини ажурног шумског појаса се запажа на растојању 400–500 m, а код слабопропусног 200–300 m. У ариднијим областима, где дрвеће није тако високо, растојање између појасева треба да је мање (око 200–300 m) него у хумиднијим областима, где обично износи 500–700 m.

Ветрозаштитни шумски појасеви подижу се управно на правац преовлађујућег ветра. Међутим, у подручјима где није јасно изражен преовлађујући правац ветра они се подижу са свих страна поља, у виду квадрата или правоугаоника, што свакако представља бољи начин заштите.

Самим тим што смањују брзину ветра, ветрозаштитни шумски појасеви смањују и испаравање са земљишта и транспирацију, који су најмањи у близини заштитних појасева, а са удаљавањем од њих се повећавају. Осим тога, појасеви утичу и на равномернију расподелу снежног покривача, јер спречавају његово одношење и на тај начин стварају боље услове за презимљавање озимица, а уједно повећавају и влажност земљишта. На пољима заштићеним шумским појасевима већа је не само влажност земљишта него и влажност ваздуха, и то сувих и топлих дана за 15%, а облачних за 7–8%, што доприноси ублажавању штете при појави атмосферске суше.

У повртарству се за заштиту мањих површина користе ветрозаштитни појасеви од 2 до 4 реда кукуруза, који се засади око парцеле са повртарским биљкама. Као природна заштита вртова користи се густо засађено шибље, које уједно служи и као ограда. Од вештачких препрека користи се ограда од трске или дасака.

18.5 Утицај малих водених басена, мочвара и акумулационих језера на микроклиму

Као што је истакнуто, клима зависи од расподеле воде и копна. У 16. глави указано је на утицај великих водених басена на климу и речено је да се утицаји на климу, који се могу евидентирати када је море у питању, манифестују и код језера, и то у мери која зависи од величине језера. Дакле, све што је речено за утицај великих језера на климу уз мале изузетке важи и за мања језера, било да су у питању природна или вештачка. Ти утицаји могу да се сумирају на следећи начин: смањење колебања температуре ваздуха, смањење опасности од појаве мраза (омогућава гајење тзв. осетљивих биљака поред језера, на пример, винове лозе), промена атмосферског притиска која се манифестује кроз појаву ветра с копна и мора, повећање влажности ваздуха и учесталости магле

и незнатно повећање количине падавина. Уочена је и јасна зависност између језера и растурања облака, који нестају када је вода у језеру релативно хладна, а над њим се развијају силазна струјања. Међутим, изнад језера може да дође и до образовања облака када је вода језера релативно топла а изнад ње се уздиже ваздух, тако да имамо случај да се при мирном времену облаци „огледају" у језерима и рекама. Лети, када је вода релативно хладна, долази до растурања или бар слабљења облака услед слабљења вертикалних струја ваздуха изнад језера.

Утицај мочвара и глиба је само по неким елементима сличан утицају језера. Мочвара је, у односу на разне типове земљишта, мање способна да задржи топлоту која у току дана доспе на њену активну апсорпциону површину. Ово за последицу има чињеницу да се у области мочвара повећава вероватноћа од појаве мраза у току ноћи, тако да се датуми појаве првог и последњег мраза у областима мочвара померају далеко у вегетациони период. У свету има доста површина које су под мочварама. Обично се у овим областима изводе интензивни мелиоративни захвати у циљу њеног исушивања. То не остаје без утицаја, али и последица на микроклиму околине. Честина појаве мраза осетно расте уколико се мочвара исуши. Ова тврдња може да се образложи чињеницом да пре исушивања мочваре мања вероватноћа појаве мраза почива на великом садржају воде у земљишту, као и на испаравању које се исушивањем смањује, и најзад присуством честих магли. Непобитна је чињеница да се одводњене површине мочвара убрајају у највећа жаришта мраза. Сада ћемо детаљније да се позабавимо физичким аспектима утицаја исушивања мочвара на микроклиму.

Утицај исушивања мочвара на микроклиму. Микроклима на исушеним мочварама знатно се мења у зависности од степена исушивања, култивисања и минерализованости земљишта и степена прекривености биљним покривачем. На потпуно осушеним и освојеним земљиштима образује се микроклима која је повољна за раст и развој пољопривредних култура као у условима који владају у сувим долинама.

Биланс зрачења је у дневним часовима у осушеним мочварама за 10–12% већи него у сувим долинама, што се објашњава смањивањем ефективног зрачење (при добро развијеном биљном покривачу). Као основни разлог за промену у топлотном билансу исушене мочваре прилагођене за култивисану обраду јавља се утрошак топлоте на испаравање биљног покривача. Он просечно чини 80% биланса зрачења, док се у сувим долинама ова вредност мења од 35 до 60%, у зависности од степена влажности земљишта.

Тресет, кога има у мочварама, има лошу топлотну проводност и велику запреминску специфичну топлоту. Последица овога, као и великог испаравања, јесте да се температурни режим унутар биљног покривача исушене мочваре на површини земљишта и у слоју кореновог система битно разликује од режима у сувој долини. Минимална температура на површини земљишта исушене мочваре у просеку је нижа него у суседној сувој долини за 3–4 °C, а понекад и за 5 °C. Ако је травни покривач веома развијен, максимална температура је такође нижа. Средња месечна температура земљишта у мају и јуну у зони изразите влажности европског дела Русије у осушеним ритовима (мочварама) је нижа него у сувим долинама за 5–6 °C на дубини од 5 cm, за 6–7 °C на дубини од 10 cm и за 7–8 °C на дубини од 20 cm.

Разлике у температури и влажности ваздуха између исушеног рита и суве долине пре свега се показују унутар биљног покривача. На висини 1,5–2,0 m оне се изједначавају. Према подацима из низа мерења, на висини од 1,5 m разлика у средњим дневним температурама ваздуха између делова исушеног рита и суве долине износи свега 0,3–0,6 °C. Надаље, сума активних температура изнад 10 °C током вегетационог периода у исушеном риту може да се смањи за 50–90 °C, што чини 2–4% у односу на укупну суму за назначени период. Због тога период вегетације у исушеним ритовима може незнатно да се смањи за 3–6 дана. Влажност ваздуха је у риту увек виша него у сувој долини.

Највећу опасност за пољопривредне културе у исушеном риту представљају мразеви. Дужина трајања безмразног периода у ваздуху на висини од 2 m у слабо исушеном риту је за 12–14 дана мања, а у ливадама са густим биљним покривачем које су настале од ритова за 20–29 дана мања у поређењу са суседним сувим долинама. У зависности од положаја исушених делова, безмразни период у њима може у потпуности да изостане, тј. мразеви могу да се осмотре у сувим летњим месецима. Интензитет мразева у земљишту достиже до −3 °C (повремено до −6 °C). На основу података о температури ваздуха у областима где средња дужина безмразног периода у сувим долинама износи мање од 125–130 дана, мразеви могу да се осмотре на површини земљишта и у ливадама исушених ритова током свих летњих месеци. На тај начин, у првобитном периоду исушени делови јављају се као хладнији и фреквентнији у погледу појаве мраза у поређењу са сувим долинама; тек њихова наредна култивација и освајање за пољопривредну производњу доводи до знатног побољшања микроклиме.

На крају, комплетности ради, нашу причу завршићемо поређењем дужина безмразног периода, на основу измерених температура ваздуха на висини од 2 m, у исушеним ритовима у различитим фазама култивисања, и сувим долинама. Тако при слабом исушивању разлика у дужини безмразног периода достиже 23–29 дана. На потпуно освојеним и исушеним деловима безмразни период је краћи тек за свега 7 дана у поређењу са сувом долином. Истраживање микроклиме исушених ритова различитог степена култивисаности омогућило је да се изврши њена подела у четири групе и то на микроклиму: неисушених ритова, слабо исушених ритова, интензивно исушених ритова са слабо минерализованим земљиштима заузетим пољопривредним културама и интензивно исушених ритова култивисаних са високоминерализованим земљиштем. Редослед који је приказан у хијерархијском следу показује побољшање микроклиме исушених ритова и њихово интензивно искоришћавање у пољопривредној производњи.

Утицај акумулационих језера на микроклиму. Измена микроклиме под дејством великих површина, али обично плитких акумулационих језера, осећа се изнад самог воденог басена и у уској зони обалског појаса. На пример, чак и код утицаја језера Ладога (Русија), уочава се да температура ваздуха обалског појаса који се распростире свега на неколико километара у дубину копна не премашује разлику од ±0,5 °C. Код неких других језера систематским мерењима утврђено је да је у топлијем делу године температура ваздуха на њиховим обалама за 2–3 °C нижа него у областима које су удаљеније. Овај утицај престаје на растојању од 3 до 4 km од обала. Значајнији утицај акумулациона језера имају на трајање безмразног периода, који се повећава у обалском појасу за

2–3 недеље. Акумулационо језеро повећава влажност ваздуха, нарочито на заветреној страни (иза језера). У највећој мери акумулационо језеро утиче на ветар – изнад језера и у обалском појасу, где се брзина ветра повећава за неколико десетина процената. Током дана у области акумулационог језера развија се слабији ветар са брзином од 3 до 4 $m\ s^{-1}$. Рецимо још и то да утицај река на микроклиму може да се занемари уколико су оне мале, док веће реке на климу имају исти утицај као и језера.

18.6 Методе борбе против мразева

Неповољне временске појаве за пораст и развиће биљака су оне које наносе штету пољопривредној производњи. То су, пре свега, пролећни и јесењи мразеви, суша, град и неповољне појаве у току презимљавања, при чему ова последња није предмет интереса овог уџбеника. Међутим, заинтересован читалац више детаља који се тичу овог проблема може да нађе у специјализованим књигама. Принципи противградне заштите сажето су изнесени у поглављу12.7 које се односи на спречавање падавина у обиму довољном за оквире овог уџбеника, пошто се противградна заштита развила до те мере да су теоријске поставке и практично спровођење мера постали засебан предмет проучавања. У овом и наредном поглављу позабавићемо се само мерама за заштиту од мраза и суше.

Физичке основе настанка мраза и његове врсте детаљно су образложене у поглављу 9.5, тако да ћемо се у овом поглављу првенствено позабавити методама борбе против мразева који су штетни са становишта пољопривредене производње.

Осетљивост пољопривредних култура на пролећне и јесење мразеве. Степен оштећења пољопривредних култура мразом зависи од времена појаве мраза, његовог интензитета и трајања, као и од врсте и сорте, фазе развића и општег стања биљака. Пошто је пролеће период када почиње интензивно развиће биљака, појава мразева у то време представља велику опасност за поједине пољопривредне културе, а нарочито за воћке и винову лозу, које су тада знатно осетљивије на мраз него током зиме.

Код воћака су у пролеће најотпорнији још неотворени цветови, тј. цветни пупољци, док су отворени цветови већ осетљивији, а највећу осетљивост показују млади, тек заметнути плодови. Сам цвет је најосетљивији на мраз пред потпуно отварање – расцветавање, као и у време када отпадају цветни листићи и замеће се плод. Пошто је цветање већине воћака постепено, при слабијем мразу не измрзавају сви цветови одједном, изузев ако је температура толико ниска да истовремено измрзну и цветни пупољак и отворен цвет и заметнут плод. Поред интензитета, степен оштећења воћака зависи и од трајања и честине мраза. Појава мраза у току само једне ноћи у периоду цветања воћака може довести само до проређивања цветова, али ако се они јаве чешће, нарочито ако су јачег интензитета, може доћи до потпуног уништења цветова, а тиме и до изостанка приноса у тој години.

Винова лоза је такође веома осетљива у почетку вегетације. Најосетљивији су млади ластари, нарочито пораста 4–5 cm, док су краћи или дужи нешто отпорнији. Рани јесењи мразеви могу оштетити родне пупољке и довести до ранијег губљења лишћа,

због чега се смањује нагомилавање залиха шећера у вишегодишњим деловима чокота и погоршавају услови за презимљавање винове лозе.

Озими усеви, исто као и воћке и винова лоза, показују у пролеће већу осетљивост на ниске температуре него током зиме. Јаре културе су такође веома осетљиве на мраз, а најосетљивије су поједине врсте поврћа. У агрометеорологији све пољопривредне културе подељене су у пет еколошких група у односу на њихову осетљивост према мразевима: а) најотпорније – које подносе краткотрајне мразеве јачине до –7 °C, –10 °C у почетним фазама развића; б) отпорне – које подносе мразеве до –5 °C, –8 °C у почетку свога развића; в) средње отпорне – које подносе мразеве јачине до –3 °C, –4 °C; г) слабо отпорне – подносе мразеве јачине до –2 °C, –3 °C и д) неотпорне – које могу да оштете већ слаби мразеви, интензитета само до –0,5 °C, –1,5 °C.

Генеративни органи биљака су знатно осетљивији према ниским температурама и оштећују их већ слаби, краткотрајни мразеви интензитета –1° до –2 °C, док угинуће цветова настаје при мразу од –3 °C, –4 °C. Зрна основних зрнастих култура у фази млечне зрелости оштећују мразеви интензитета –2 °C до –4 °C. У фази воштане зрелости отпорност зрна према ниским температурама се нагло повећава, а највећа је у фази пуне зрелости.

Методе борбе против мразева. За спречавање штетног утицаја пролећних и јесењих мразева радијационог и адвективно-радијационог порекла постоји низ метода, од најпримитивнијих, које су се примењивале вековима, до метода које користе најсавременија средства данашњице. Све ове методе темеље се на три принципа: а) конзервирање топлоте, б) додавање топлоте и в) мешање ваздуха. Избор и примена методе зависи од интензитета мраза, врсте биљке и од средстава заштите којима се располаже.

Конзервирање топлоте. Методе заштите од мраза које се темеље на принципу конзервирања постојеће топлоте имају за циљ да се у приземном слоју ваздуха, у коме се налазе биљке осетљиве на мраз, задржи током ноћи што је могуће више топлоте коју земљиште зрачи. Ту спадају следеће методе заштите: а) покривање биљака, б) замагљивање, в) задимљавање и г) прскање (орошавање).

Покривање биљака. Покривање биљака највише се користи за заштиту повртарских култура и цвећа, али и за воћњаке и винову лозу. Материјал који се за то употребљава може се поделити у три групе: а) отпадни материјал на пољопривредним газдинствима, као што је: слама, ђубре, шаша–рогоз, лишће, грање, иглице од четинара, тресет и др., б) индустријски производи: тканине, таласасти картон, шушке од дрвета, дебљи слој новина, стакло и в) хемијски производи: порозна пена, стаклена вуна, пластичне фолије и вештачки снег.

Покривање биљака стакленом вуном, које се сматрало веома ефикасним начином заштите од мраза, последњих година се поново испитује и указује да покриваче од стаклене вуне не треба користити као заштиту од мраза, изузев када се испод њих стави мали извор топлоте и у том случају се могу очекивати добри резултати; сматра се да стаклена вуна апсорбује дуготаласно зрачење и само дотле док је њена површина топлија од земљишта и биљака које се налазе под њим резултантни флукс зрачења имаће десцедентни ток, а пад температуре биће успорен. Али пошто стакло има мали

топлотни капацитет, а уз то и само израчује топлоту, када се охлади хлади и ваздух, најпре у својој близини, а затим и цео ваздушни слој испод стакленог покривача. Испитивања са различитим пластичним фолијама показала су да оне, за разлику од стакла, већим делом пропуштају дуготаласно зрачење, чиме се знатно умањује њихово заштитно дејство. Оно ће се, међутим, повећати ако се изнад биљака ставе два слоја пластичних покривача, јер тада ваздух који се налази између њих смањује губитак топлоте зрачењем. Испитивања су такође показала да већи заштитни ефекат имају фолије од поливинил-хлорида него од полиетилена.

Замагљивање. Стварање вештачке магле је такође један од начина да се смањи губитак топлоте зрачењем земљишта, а тиме смањи и опасност од појаве мраза (сл. 5.15). За стварање вештачке магле могу се користити разна хемијска средства у чврстом или течном стању, као што су: амонијум-хлорид, тетрахлорид, фосфор-пентоксид и др. Хемијска средства спајају се са воденом паром у ваздуху и на тај начин стварају густу маглу, која се при мирном времену постепено слеже и доста дуго одржава изнад брањеног подручја. Хемијска средства се распршују у ваздуху разним апаратима, а за ту сврху може се користити и пољопривредна авијација.

Задимљавање. Задимљавање је најстарији и најједноставнији начин заштите, који су примењивали још стари Римљани у првом веку наше ере за заштиту винограда од мраза, а исто тако и древни житељи у Јужној Америци. Задимљавањем се изнад биљака ствара густ покривач од дима, који повећава температуру ваздуха не само тиме што спречава топлоту зрачења земљишта да одлази у слободну атмосферу, већ и зато што сама огњишта одају извесну количину топлоте. Поред тога, присуство дима омогућава кондензацију водене паре на честицама дима, што је праћено ослобађањем латентне топлоте.

Помоћу ове методе могу се са доста сигурности сузбити слаби и умерени мразеви јачине –2 °C, па и до –3 °C и –4 °C, али под условом да се она спроводи правилно, на време и при тихом времену. Задимљавање је, као и замагљивање, рентабилно само када се спроводи на морфолошки уједначеном подручју, величине најмање 30 ha. Најбоље је да се ове мере спроводе, на пример, у целој долини, већој равници или висинском платоу, и то у подручјима где је опасност од појаве мраза умерена. Да би се задимљавањем постигао жељени ефекат, огњишта морају да дају густ и уједначен дим који се одржава на месту више сати, почев од тренутка паљења па до изласка сунца. Потребно је најмање 50 огњишта на 1 ha равне површине. Тада ова мера заштите има највише успеха. За прављење огњишта употребљавају се: отпаци од дрвета, влажна струготина, свеж стајњак, наквашена стара слама, суво лишће, коров, стара плева и др. На крају се огњишта прелију са мало катрана, да би се добио густ дим.

Прскање (орошавање). Најсавременији и досад најсигурнији начин одбране од мраза је заштита помоћу вештачке кише (орошавања) (сл. 5.15). Ова заштитна мера производи четири главна ефекта којима се: а) повећава влажност ваздуха (умањује ефекат Земљиног зрачења), б) производи мешање приземног ваздушног слоја (ситне честице воде при паду до површине земљишта потискују релативно топлији ваздух наниже, а услед тога принудно уздижу хладан ваздух навише), в) топлотна проводност земљишта

повећава због влажења, те се појачава доток топлоте из дубљих слојева и д) доводи топлота са стране преко честица воде.

Агрегат за вештачку кишу на заштитној површини мора да буде благовремено постављен, како би могао да се укључи у рад чим се температура при површини земљишта спусти близу 0 °C. Бризгачи морају да буду за лагано кишење које распрскава воду у врло ситне делиће, са интензитетом кише 2–3 mm на сат (2–3 литра воде на квадратни метар површине), а то значи да по хектару за једну ноћ одбране треба да имамо на располагању око 500 m^3 воде.

Суштина орошавања као мере заштите од измрзавања биљака је у томе што ситне водене честице које падају на биљне делове при температурама испод 0 °C прелазе из течног у чврсто агрегатно стање ослобађајући латентну топлоту кондензације. Између биљних делова и створене ледене скраме налази се танак међупростор, што представља добру изолацију. Сталним кишењем на биљкама се ствара ледена пресвлака, а услед непрекидног ослобађања топлоте биљни делови задржавају стално температуру од 0 до –0,5 °C, чак при веома ниским температурама ваздуха.

Употреба агрегата за лагано кишење показала се у пракси као потпуно поуздани начин одбране од мраза, чак при температурама од –7 °C. Нека искуства са овом методом заштите од мраза до којих се дошло у Немачкој показују да се квашењем и најосетљивији делови биљке могу заштитити од замрзавања и ако је температура ваздуха –12 °C.

Лоша страна овог начина одбране је да се квашење не сме прекидати приликом престанка мраза, већ се мора продужити све дотле док се и последњи делови леда на биљкама не истопе. Наиме, при прелазу из чврстог у течно стање вода везује исту ону количину топлоте коју је при залеђивању ослободила. Ако бисмо с квашењем престали руководећи се само позитивним температурама ваздуха, онда би биљни делови дошли у опасност од замрзавања због предавања знатне количине топлоте леду приликом отапања.

Важно је да се напомене да сигурност овог метода захтева беспрекорно функционисање агрегата за вештачку кишу. Престанак квашења од 5–10 минута, при ниским температурама, већ може да доведе до потпуног замрзавања биљака, нарочито ако је претходно квашењем већ образована заштитна ледена пресвлака преко биљних делова. У таквом случају ледена кора би се расхладила до температуре околног ваздуха, а најмање кретање ваздуха изазвало би испаравање са ледене површине. За испаравање лед би утрошио осам пута већу количину топлоте од оне коју је вода ослобађала при стварању ледене пресвлаке. Рецимо још и то да је заштита од мраза вештачком кишом изводљива само код таквих пољопривредних газдинстава где већ постоје агрегати и каналска мрежа за наводњавање.

Додавање топлоте. Загревање приземног слоја ваздуха је један од најсигурнијих начина заштите биљака од мраза. Он се највише примењује у воћарству, виноградарству и на плантажама лимуна и поморанџе (сл. 5.15). Овим начином заштите температура ваздуха може да се повиси и за 2–5 °C, што зависи од броја пећи и врсте горива. Ефекат загревања не зависи много од облика терена, те зато може да се успешно примењује и

на равничарском и на брдовитом терену. Данас у свету постоји велики број разних типова пећи, чији облик и конструкција зависе од врсте горива и култура које се штите.

За загревање се употребљавају разне врсте горива која добро сагоревају, без много дима и чађи, и дају доста топлоте. Од течних горива користе се: сирова нафта, петролеј и разне врсте уља која се добијају при пречишћавању нафте. Од чврстих горива могу се користити дрвени, мрки и камени угаљ, струготина од дрвета, а као најпогоднији показали су се брикети од угља, јер дају доста топлоте и равномерно сагоревају. Физички принцип на коме се заснива овај метод је једноставан и ефикасан. За време ведре и тихе ноћи долази до појаве инверзије температуре. Приликом загревања настаје конвективна циркулација, односно топао ваздух се уздиже, а на његово место долази хладнији. До повећања температуре долази, осим тога, још и услед провођења и зрачења топлоте од пећи ка околном ваздуху.

Ваља нагласити да се бољи ефекат постиже са већим бројем мањих пећи правилно распоређених по терену него са мањим бројем великих пећи. Велике пећи стварају јаку струју топлог ваздуха, који се брзо пење кроз инверзиони слој проузрокујући „ефекат димњака". Пробијајући горњу границу инверзије, топли ваздух одлази у слободну атмосферу а на његово место долази хладан ваздух.

Број и распоред пећи зависи од облика терена, типа пећи и врсте горива, као и интензитета очекиваног мраза. На равном терену потребан је мањи број пећи постављених на једнакој удаљености једне од друге између редова воћака. На брдовитом терену, на месту где притиче хладан ваздух са виших терена, распоред пећи треба да је гушћи, исто као и при дну падине са воћњаком или виноградом, како би се загрејао хладан ваздух који се ту образује.

Мешање ваздуха. Ветар смањује могућност појаве мраза, јер услед мешања хладнијих и топлијих слојева ваздуха долази до општег повишења температуре у приземном слоју ваздуха. Тај принцип искоришћен је за спречавање појаве мраза, вештачким мешањем ваздуха помоћу специјалних уређаја („винд-машина") или хеликоптера. Овај метод заштите нарочито се широко примењује у Сједињеним Америчким Државама. Прва проучавања „винд-машина" почела су у Калифорнији, почетком двадесетих година прошлог века, и нису дала задовољавајуће резултате, али већ 1928. године конструисана је нова машина, прототип данашњих савремених „винд-машина". Уместо њих често се употребљавају и хеликоптери који лете у ниском лету потискујући топао ваздух надоле (сл. 5.15). Међутим, метод мешања ваздуха на овај начин је ефикасан само при јаким инверзијама, када је у инверзионом слоју велика разлика у температури између ниже лежећих и виших слојева. При адвективним мразевима и слабим инверзијама овај начин заштите није ефикасан. У оваквим случајевима он треба да се комбинује са загревањем.

Огледи са хеликоптерима (један хеликоптер за 40 ha) у Калифорнији показали су да њихов лаган, низак лет (2–3 метра изнад врха воћака) може да повиси температуру ваздуха за 2–5 °C. Температура се повећавала само 20–30 минута после хеликоптера, тако да је ради одржавања одређене температуре било потребно више прелетања (сваких 20–30 минута).



Слика 5.15 Фотографије које приказују различите методе заштите од мраза

Индиректне методе. Индиректне (пасивне) методе заштите предузимају се знатно пре непосредне опасности од мраза. Под њима се не подразумева директна борба против мраза, већ спречавање или смањење штете од мраза.

У ове методе спада избор локација за одређене врсте биљака. При томе, за биљке осетљиве на мраз треба изабрати оне положаје где не постоји опасност од радијационих мразева или је она минимална, док се биљке отпорније на мраз могу гајити и на местима где постоји вероватноћа појаве слабих и умерених мразева. Штете од мраза у плитким конкавним облицима терена могу се избећи сађењем високостаблашица уместо нискостаблашица, да би се они делови биљке који су осетљиви на мраз (цвет, млади заметнути плодови) што више удаљили од хладне подлоге.

За гајење једногодишњих пољопривредних култура веома је значајно да се познаје просечна дужина безмразног периода на одређеном подручју. Када се зна дужина ве-

гетационог периода одређене културе, може се, померањем рокова сетве, избећи ризик оштећења мразом. Осим тога, овде спада и сађење касноцветних сорти воћака на местима која су чешће угрожена мразом, јер уколико воћке касно цветају, опасност од пролећних мразева је мања. Последњих година врше се експерименти да се одложи развиће цветова или других осетљивих делова биљке док не прође опасност од мраза. То се постиже прскањем одређеним хемијским супстанцама („регулаторима развића").

У индиректне методе спада и правилна обрада земљишта. У време опасности од мраза земљиште не сме да се обрађује (растреса), јер се изнад њега ствара више хладног ваздуха него изнад необрађеног. Због тога се у то време не сме одстрањивати ни коров у воћњацима и виноградима.

18.7 Заштита од суше

Суша је једна од најштетнијих временских појава, која у многим деловима света угрожава егзистенцију људи и наноси огромне штете разним гранама привреде. То је и био разлог због чега је она од давнина изучавана, тако да се о суши записи могу наћи још из почетка 12. века. До њене појаве на већем пространству долази услед нарушавања нормалне циркулације атмосфере. Међутим, о физичким разлозима који доводе до аномалија у циркулацији постоје различите хипотезе. Оне се углавном могу поделити у две групе (Оторепец, 1980; Оторепец, 1991): оне које полазе од тога да до промена у циркулацији долази услед екстратерестичких узрока и оне које промене разматрају као саморазвијајуће унутар комплекса Земља–океан–атмосфера [Палмер (Palmer, 1965)].

Поред тога, појава и интензитет суше на мањем подручју зависе и од одређених регионалних и локалних фактора. То се пре свега односи на општи падавински режим тог подручја, односно на годишњу количину падавина, распоред и интензитет падавина у току године, затим на интензитет испаравања из земљишта и евапорациону моћ ваздуха, особине и стања земљишта и биљног покривача, ниво подземних вода и низ других фактора. У нашој земљи суша није редовна појава, мада се у источној половини земље она чешће јавља, а појављује се и у Војводини, где у појединим годинама може да траје и 2–3 месеца, па и дуже. Зависно од трајања и интензитета, као и од постојећих залиха воде у земљишту, она у појединим годинама може да нанесе огромне штете не само пољопривреди већ и другим гранама привреде. У новије време, као последица климатских промена, суша се појављује и на местима која њом раније нису била обухваћена.

Дефиниција суше. Не постоји комплетна јединствена дефиниција суше, јер зависно од објекта на који се односи има различито значење. Углавном, она може да се подели у три групе: *метеоролошка суша* је ситуација када на великој површини настаје знатан мањак падавина у односу на нормалну вредност за одређено подручје и годишње доба. Ако дуго траје, настаје *хидролошка суша* са знатним падом нивоа воде у воденим акумулацијама, језерима, рекама, као и падом нивоа подземних вода, што погађа не само индустрију већ и пољопривреду. *Пољопривредна суша* се појављује када су у вегетационом периоду влажност земљишта и падавине недовољне да здраве биљке дођу у

фазу зрења, проузрокујући оштећења биљака и увенуће. Пољопривредна суша може да постоји чак и у случају да нема метеоролошке суше, и обрнуто. На пример, кише у критичном периоду развића биљака могу довести до високих приноса чак и када је укупна количина падавина у вегетационом периоду мала. Са пољопривредне тачке гледишта, суша може да се дефинише као комплексна метеоролошка појава која настаје при дужем одсуству падавина и која, услед појачаног испаравања, нарушава водни биланс биљке и доводи до дефицита влажности у активној ризосфери.

Међутим, квантитативни показатељи суше су веома различити, зависно од критеријума. Величине које саме или у комбинацији служе за ближе квантитативно одређивање суше јесу: падавине, температура ваздуха, влажност ваздуха, испаравање са слободне водене површине, евапотранспирација, влажност земљишта, ветар, отицање и стање биљака. Како су падавине најважнији фактор који утиче на појаву суше, то сви критеријуми укључују падавине, било саме, било у комбинацији с другим метеоролошким елементима.

Све дефиниције, односно критеријуми суше, могу да се класификују у следеће групе, зависно од величина на основу којих се она дефинише: а) падавине, б) падавине са средњом температуром ваздуха, в) влажност земљишта и параметри биљке, г) климатски индекси и одређивање евапотранспирације и д) опште дефиниције и поставке. Избор критеријума који ће за одређено шире подручје дати најреалнију слику о трајању и интензитету суше зависи од општих климатских прилика подручја и оријентације пољопривредне производње.

Типови суша. Утицај суше на биљке зависи од времена појаве, трајања и интензитета суше. У агрометеорологији се разликују два типа: атмосферска и земљишна суша.

Атмосферска суша. Под атмосферском сушом подразумева се дужи бескишни период праћен високом температуром и ниском влажношћу ваздуха. У таквим условима надземни делови биљака интензивно губе воду транспирацијом, нарочито при температурама већим од 35 °C, које доводе до парализе стоминог апарата. Стоме остају отворене, а биљка нагло губи воду. Како коренов систем није у стању да тако брзо надокнади сав губитак воде, нарушава се водни биланс биљке, а ако такви услови дуже потрају, биљка увене. У Русији је познат посебан случај атмосферске суше под именом суховеј, о ком је било речи у поглављу 15.6. Под овим појмом подразумева се одређени комплекс метеоролошких елемената који имају највећи утицај на губитак воде из биљке. Постоји више од четрдесет различитих квантитативних и квалитативних критеријума за идентификацију појаве и интензитет суховеја, зависно од метеоролошких елемената на основу којих се он одређује.

За разлику од суше, код које метеоролошки елементи (температура, влажност, ветар, испаравање) имају дневни ход близак нормалном, код суховеја настају нагле промене комплекса метеоролошких услова, који се разликују од нормалног за одређено подручје и доба године. Суховеј доводи до снижења тургора, увенућа, увијања лишћа, као и сушења лишћа и стабла, а степен оштећења биљака зависи од влажности земљишта, стања биљака, фазе развића, отпорности биљака према суши, као и од трајања и интензитета суховеја.

Земљишна суша настаје када се услед интензивне евапотранспирације при атмосферској суши исуши најпре површински слој земљишта, а ако сушни период дуже потраје, и дубљи слојеви земљишта у којима се налазе коренови биљака. Недостатак воде у земљишту доводи и до недостатка воде у биљкама, што изазива различита оштећења. Зависно од времена појаве разликујемо зимске, пролећне, летње и јесење суше. *Зимска суша*, мада не утиче непосредно на биљке, поготово ако је већ образован заштитни снежни покривач, ипак им на посредан начин наноси штету. Она не омогућава стварање довољне залихе зимске влаге, која је у пролеће неопходна за развиће како озимих тако и јарих усева. *Пролећна суша* одликује се релативно ниским температурама, сувим ваздухом и често јаким, хладним и сувим ветровима који исушују земљиште. Овај тип суше успорава клијање и ницање јарих култура, слаби бокорење и укорењавање биљака, доводи до образовања мањег броја класака у класу, а код озимих усева смањује број изданака у периоду бокорења. Пролећна суша штетније утиче на јаре него на озиме усеве, који већ имају добро развијен коренов систем. Међутим, при довољним залихама влаге у земљишту овај тип суше незнатно утиче на биљке. *Летња суша* се одликује ниском влажношћу ваздуха, високим температурама и великим испаравањем. Она исушује земљиште, нагло смањује прираст вегетативне масе, условљава исушивање листова и смањује фотосинтетичку активност биљака. Штетно дејство летње суше зависи од фазе развића биљака, залиха влаге у земљишту, као и од отпорности биљака на сушу. Она увек, у мањој или већој мери, смањује принос пољопривредних култура. *Јесења суша* утиче штетно на сетву, клијање и ницање озимих култура. Како у таквим условима ницање обично закашњава, то биљке улазе у зиму недовољно развијене, а њихова отпорност према ниским зимским температурама је умањена. Интензитет суше се најчешће процењује према смањењу приноса, под условом да на то нису утицали други штетни фактори.

Утицај суше на биљке. Све биљке не реагују подједнако на сушу. Отпорност биљака према суши је њихова способност да се нормално развијају и дају задовољавајуће приносе у условима суше. Могло би се рећи да постоје три врсте отпорности биљака на сушу: а) избегавање суше – способност да се цео животни циклус заврши пре већег недостатка воде; б) отпорност на сушу с великом унутрашњом количином воде – способност да се преживи суша помоћу добро развијеног кореновог система или смањења транспирације и в) отпорност на сушу с малом унутрашњом количином воде за време сушног периода, али са способношћу да се регенерише и брзо развија када се влажност земљишта поново повећа.

Утицај суше је мањи на биљке с дубоким и разгранатим кореновим системом, али колико ће им воде стајати на располагању зависи и од врсте и физичких особина земљишта. Песковита брзо пропуштају воду, док је тешка глинаста земљишта држе јаким силама. Најбоља су иловичаста земљишта мрвичасте структуре, која имају најбоље регулисан водни режим. Већу отпорност према суши показују и биљке које при смањивању тургора лишћа затварају стоме, или их у одређено доба дана отварају, тако да је омогућен процес фотосинтезе без максималног губитка воде.

Оштећења биљака сушом су врло слична оштећењу од мраза. Наиме, у оба случаја су механичке природе, изазвана хидратацијом ћелија. Како оштећења од суше настају

при много вишим температурама, изгледа да је у питању и метаболизам. Младо лишће је отпорније на сушу од старијег, не само због његове осмотске вредности већ и због већег процента протеина. У ствари, пошто још нису у потпуности објашњени физиолошки процеси при оштећењу биљака сушом, постоје два прилаза овом проблему. Први, који оштећења објашњава променама у метаболизму и смањивањем протеина при фотосинтези, дисимилацији, транспирацији и процесима ферментације, и други који то објашњава механичким оштећењем структуре ћелије услед наизменичног влажења и сушења, као и променама у еластичности и вискозности протоплазме. Осим унутрашњих процеса који одређују оштећења биљака сушом, постоји и низ структурних и морфолошких промена које, зависно од врсте и биљке, одређују степен оштећења биљака сушом или њихову отпорност.

Највећа потреба биљака за водом је у касно пролеће и током лета, када је за образовање лишћа, цветова и плодова потребно много воде. Ако је нема довољно, лишће биљака се у почетку увија да би се смањила површина са које се обавља транспирација, затим постаје меко и увело и најзад пожути. Међутим, суша не оштећује истовремено све лишће биљке. За време суше горњи листови црпе воду из доњих, старијих листова. Због тога се најпре исушују доњи листови, док горњи знатно дуже остају активни.

Ратарским културама највећу штету суша наноси у периоду пред цветање и у фази пораста и развића плодова, када су оне најосетљивије на недостатак влаге. Ваздушна маса, која је лети готово редовно праћена високим температурама, наноси велику штету у фази цветања и наливања зрна стрних жита. Као последица овакве временске ситуације опрашивање је отежано, наливање зрна се прекида и добијају се смежурана (штура) зрна, слабог квалитета.

Воћкама суша наноси штету у доба цветања, јер долази до сушења појединих органа цвета, а тиме и спречавања опрашивања и заметања плода. Каснија, летња суша утиче неповољно и на квалитет и квантитет плодова. Под утицајем суше плодови остају ситни, присилно сазревају, а често и пре времена отпадну са воћних стабала.

Мере борбе против суше. Пошто је суша веома неповољна временска појава, многобројна испитивања у свету усмерена су на то да се ублажи или спречи њен штетан утицај. Испитивања се углавном обављају у три правца: селекционо-генетички, географски и агротехнички.

Селекционо-генетичка испитивања имају за циљ да се створе сорте отпорне на сушу или оне које се лако регенеришу од њених последица, као и сорте које су врло економичне са водом која се троши на испаравање. У нашој земљи постоје институти који се баве овом врстом испитивања на основним пољопривредним културама. Као резултат њиховог рада створене су многобројне домаће сорте које су прилагођене нашим климатским условима и дају добре приносе у сушним годинама.

Географска испитивања односе се пре свега на агроклиматско рејонирање суше у односу на одређену биљку, а сходно томе на најцелисходнији распоред биљака. Испитивања овакве врсте изискују утврђивање честине, трајања и вероватноће појаве суше одређеног интензитета у оним периодима развића испитиване биљке у којима суша

највише утиче на смањење приноса. На тај начин утврђује се степен угрожености сушом оних подручја где остали климатски и едафски услови омогућавају гајење одређене пољопривредне културе.

Агротехничке мере имају за циљ да повећају обезбеђеност биљака влагом зависно од природних и климатских услова подручја. Ту пре свега спадају: наводњавање, правилна обрада земљишта, ветрозаштитни шумски појасеви, задржавање снега и друго.

Наводњавање је једна од најсигурнијих и најуспешнијих мера у борби против суше. Овом мером се побољшава водни режим земљишта и у знатној мери мењају и метеоролошки услови приземног слоја ваздуха и топлотни режим земљишта. Пре свега, повећана влажност земљишта доводи до повећаног испаравања, чиме се снижава температура површинског слоја земљишта и околног ваздуха, а повећава његова влажност. На наводњаваној парцели температура ваздуха у биљном склопу је за 3–6 °C нижа него на ненаводњаваној, а влажност ваздуха већа за 30–60%, што је веома важно при атмосферској суши (видети поглавље 10.6). Највеће снижење температуре ваздуха настаје до висине од 0,5 m, мада се утицај наводњавања осећа до много већих висина, дању до 200–300 m, а ноћу до 100 m висине. Повећање влажности ваздуха осећа се до висине од 200–300 m. Ефекат наводњавања у великој мери зависи од његовог спровођења, односно од правилног одређивања рокова и норми наводњавања у односу на потребе културе за водом. То је веома значајно због економичног трошења воде, повећања плодности земљишта и добијања високих приноса.

Правилна обрада земљишта има за циљ да задржи влагу и спречи њен сувишан губитак из земљишта. Ту пре свега спада претварање неструктурних земљишта у структурна, која имају боље регулисан водни режим и много су економичнија у располагању водом. То се постиже калцификацијом (уношење калцијума) и хумификацијом (уношење хумуса). Осим тога, на таквом земљишту треба засновати нормалну ораницу мрвичасте структуре. На већ култивисаном земљишту у мере борбе против суше спадају: продубљивање оранице, борба против корова и примена правилног плодореда, што значи да после усева који троши много воде треба да следи усев који има мање потребе за водом.

Ветрозаштитни шумски појасеви, као што је раније изнето, утичу на цео комплекс метеоролошких услова на заштићеним пољима. Смањујући брзину ветра, они утичу на смањење губитка воде путем испаравања, повећавају влажност земљишта и ваздуха, а током зиме спречавају одношење снега. Према томе, ветрозаштитни шумски појасеви у знатној мери смањују штетно дејство и атмосферске и земљишне суше.

Задржавање снега је веома корисна мера у рејонима с недовољним или неуједначеним влажењем, и то нарочито у сушним годинама. Међутим, у подручјима где је земљиште у пролеће засићено влагом ова мера нема сврхе.

Задржавање снега може се спровести помоћу различитих вештачких штитова и преграда, насипа од снега, ветрозаштитних шумских појасева или кулиса (уских појасева) од биљака високостаблашица, као што су кукуруз или сунцокрет.

19. ЗАГАЂЕЊЕ АТМОСФЕРЕ

Под *зaгађивањем животне средине* подразумеваћемо уношење загађујућих материја у животну средину, изазвано људском делатношћу или природним процесима, које има или може имати штетне последице по животну средину и здравље људи. Овако дефинисано загађење у себи укључује и загађење атмосфере. За ваздух ћемо сматрати да је загађен (*загађен ваздух*) када он садржи нетоксичне и токсичне материје (*загађујуће материје*) које настају као последица механичке, физичке, хемијске и биолошке обраде материјала од природе или човека. *Загађивач* је објекат или човек који својом активношћу (чињењем или нечињењем) загађује животну средину.

Загађење атмосфере представља један од проблема са којим човечанство тек треба да се избори, решавајући га на начин који не би спречио напредак али не би ни дозволио да стање буде горе него што је сада. У борби против загађења метеоролошка наука и струка имају видно место управо због чињенице да се загађујуће материје простиру кроз атмосферу на различитим просторним размерама – од микро па до глобалних. У овој глави ћемо се прво позабавити основним појмовима везаним за загађење атмосфере, да бисмо затим причу проширили на природне и вештачке аеросоле, гасно и глобално загађење. На њихов феноменолошки опис наставиће се прича о простирању чврстих честица у атмосфери, као и атмосферској дифузији.

19.1 Природни и антропогени аеросоли

У атмосфери се налазе честице које су у течном и чврстом агрегатном стању. Оне представљају једну од сталних компоненти атмосфере и носе заједничко име познато као – аеросоли, као што је то већ описано у поглављу 2.3.

Осим природне прашине постоје и друге, као што су честице које воде порекло од вулканских ерупција, поленовог праха и честице земљишта. У атмосферу велики број честица долази из извора који су последица човекове делатности: честице из дима, чађи, цементи итд. Индустрија доприноси и тзв. *гасном загађењу* ваздуха, пре свега преко продукције сумпор-диоксида, угљен-моноксида, честица сумпорне и хлороводоничне киселине, као и издувним гасовима аутомобила. Сем наведеног загађења атмосфере, када је у питању човекова делатност, не треба занемарити и тзв. радиоактивно загађење, које је последица емисија из нуклеарних централа и реактора других намена. Овој врсти загађења знатно доприносе и инциденти до којих долази у нуклеарним електранама, као што је то био случај у Цинкедајму (Велика Британија) и Чернобиљу (Украјина) 1986. год. Очигледно је да се тзв. антропогени фактор у загађењу атмосфере све више приближава тзв. природним изворима загађења. Аеросоли који су из

наведених извора и разлога присутни у ваздуху у знатној мери доприносе смањењу Сунчевог зрачења, а тиме и промени многих метеоролошких елемената и појава које од њега зависе. Пренос аеросола је најдиректније условљен метеоролошким елементима и појавама као што су: ветар, инверзија, турбуленција, падавине, делимична реакција транспортујуће материје са компонентама ваздуха итд. Примера има много. Тако, ветар већ при брзини 8–10 m s^{-1} може у сувим равничарским пределима да изазове буре прашине. Од њега зависи и расејање честица дима и пепела избачених из фабричких димњака. С друге стране, падавине у атмосфери имају улогу „спирача” прашине, пепела и штетних материја из атмосфере које са собом доносе на површину земљишта. У зависности од извора загађења, у природи постоје две врсте аеросола – природни и антропогени. О обема је укратко било речи у поглављу 2.3. Сад ћемо мало детаљније да опишемо и једну и другу врсту аеросола.

Космичка прашина. У природне аеросоле, као што смо већ истакли, спада и космичка прашина која доспева у атмосферу због Земљине гравитације. Честице космичке прашине димензија мањих од 4 μm губе у брзини, мало се загреју, а затим полако падају. Код крупнијих честица, које се услед трења загревају, долази до „испаравања”. Наиме, због повећања температуре долази до покретања хемијских и других процеса, који за последицу имају појаву „испаравања” честица и настајања облака гасова и прашине, леда и разних честица. После овог процеса долази до поновне кондензације у знатно мање честице димензија мањих од 0,01 μm. Део ових честица, или микрометеорита како се још називају, састоји се од гвожђа које садржи знатан проценат никла. Оне се у виду наслага црвене глине споро таложе на дну океана и у њима може да се нађе и радиоактивни изотоп алуминијума Al^{26} који води порекло из космоса. Космичка прашина у данима великих метеорских ерупција може да смањи интензитет Сунчевог зрачења на површини Земље и за 1–2%. Количина материје која путем космичке прашине доспе на Земљу износи $1{,}4 \cdot 0^7$ тона у току године. Имајући у виду ову чињеницу, као и податак да је време живота Земље око 6 милијарди година, произилази да се таложењем космичке прашине у том периоду накупила маса која износи $1{,}6 \cdot 10^{-5}$ масе Земље.

Вулканска прашина. При многобројним вулканским ерупцијама мањег или већег интензитета у атмосферу одлази велика количина прашине и финог пепела која може да доспе и до висине од 50 km, као што се десило приликом ерупције Гуанг-Агунг вулкана на острву Бали 17. марта 1963. године. У тој ерупцији у атмосферу је било избачено $75 \cdot 10^9$ m^3 пепела и прашине. Продукти ерупције се дуго задржавају у атмосфери где се распростиру, да би потом полако падали ка Земљи дуги низ година. Пошто су димензије честица пепела и прашине веома мале, онда се на њима одвија расејање светлости, што доводи до појаве дифракције и појаве тзв. „бискуповог прстена” око Сунца.

Честице дима у атмосферу одлазе после шумских пожара и сагоревања тресета, правећи огромне облаке дима са честицама чије су димензије реда величине око 0,35 μm. Тако, на пример, после шумског пожара септембра 1950. год. у западној Канади дим се распростирао све до обала Велике Британије и Норвешке, изазивајући једну ретку оптичку појаву познату као „плави месец”.

Честице прашине. Главна изворишта ове врсте честица су земљиште и наслаге минерала, одакле се у атмосферу, ношене ветром, са земљишта подижу честице најразличитијих димензија. У атмосферу на тај начин одлазе силикатна прашина, оксиди алуминијума и гвожђа, калцијумове соли итд. Честице обичне прашине имају пречник од 20 μm, да би на висинама 1–2 km лети преовладавале честице пречника 0,7 μm до 2,0 μm. У току зиме ове честице имају и мање димензије. Концентрација честица прашине може да достигне вредности од 10 mg m^{-3} до 30 mg m^{-3}.

Органске честице. У атмосферу улази доста честица органског порекла, углавном цветни прах биљака (пречника 20–60 μm), бактерије (пречника 1–15 μm) и сличне.

Антропогени аеросоли. Највећи део ове врсте аеросола, који настају као последица човекове делатности, потиче од индустријских постројења, аутомобила, авиона итд. Доста аеросола оде у атмосферу због непотпуног сагоревања горива, при чему се образују честице димензија око 0,07 μm које ношене ветром могу да се пренесу на велике даљине. Заједно са њима у атмосферу се уносе и веома штетне честице сумпорне киселине и оксида цинка димензија од 0,03 μm до 0,3 μm. Осим наведених аеросола, у атмосферу из димњака тзв. „прљаве индустрије" одлази и велика количина честица и пепела чије се димензије крећу од 10 μm до 150 μm. Ове честице изазивају велико загађење земљишта, биљака и воде.

19.2 Гасно загађење

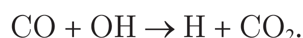
Гасно загађење, које је првенствено проузроковано антропогеним фактором тј. човековом делатношћу, настаје уласком у атмосферу сумпор-диоксида, угљен-моноксида, као и других гасова који потичу од: тешке индустрије, хемијске индустрије, издувних гасова авиона и аутомобила итд. Тако, на пример, при сагоревању угља (који садржи 0,3 до 4,0% сумпора) и нафте, у атмосферу доспе око 10^8 тона сумпор-диоксида, при чему је његова концентрација највећа у индустријским областима. Навешћемо неке примере. У ваздуху изнад великих градова Велике Британије, његова концентрација се креће у просеку од 0,2 mg m^{-3} до 0,46 mg m^{-3}, да би понекад у Лондону достигла вредност од 3,8 mg m^{-3}; у Бохуму (Немачка) та вредност се пење на 5,0 mg m^{-3}, а у Јокохами (Јапан) она достигне вредност од 7,0 mg m^{-3}. Да бисмо схватили колике су то концентрације, нека нам за илустрацију послужи чињеница да је по хигијенским нормама дозвољена концентрација сумпор-диоксида у ваздуху 0,15 mg m^{-3}. Концентрација сумпор-диоксида драстично опада у областима где нема индустријских загађивача да би, на пример, изнад Антарктика имала вредност 0,001–0,003 mg m^{-3}.

Сумпор-диоксид (SO_2), са средњим временом живота молекула око 12 дана, оксидишући се са кисеоником даје SO_3 који, пак, реагујући са воденом паром даје сумпорну киселину (H_2SO_4). Ова киселина у ваздуху са амонијаком (NH_3) даје со $(NH_4)_2SO_4$, која се путем кише релативно лако спира из атмосфере. У океанима и мочварним земљиштима, анаеробне бактерије, као што је на пример *desulfovibrio desulfuricans*, издвајају за

себе кисеоник градећи сумпорну киселину и њене соли до нестабилног једињења S_2O и можда до сумпора S и сумпор-водоника (H_2S).

Уīљен-моноксид (CO) је гас који у највећој мери својим присуством доприноси гасном загађењу. Овај гас се најчешће образује при непотпуном сагоревању горива. Као еклатантан пример загађења угљен-моноксидом често се наводи Лос Анђелес, вероватно „најаутомобилисанији" град у свету са 2,8 милиона становника у ужем делу града на површини од око 1 000 km^2 на 34^o северне географске ширине на обали Тихог океана. У њему се налази око 4 милиона аутомобила. У области у којој се овај град налази ветрови су веома слаби и честе су појаве инверзије које зависе од близине хладне морске струје и које стварају стационарно стање ваздуха и по 260 дана у току године. У Лос Анђелесу се концентрација угљен-моноксида креће од 4 до 28 mg m^{-3}, а понекад досегне и до 180 mg m^{-3}. И у другим градовима концентрација угљен-моноксида није мала. Наведимо примере: Софија – у средњем 13 mg m^{-3}, Цирих – 44 mg m^{-3}, Марсељ – 63 mg m^{-3}, а у екстремном случају измерена је 166 mg m^{-3}. Далеко од индустријских центара она опада на свега 0,04–0,10 mg m^{-3} изнад океана, док је изнад копна та концентрација незнатно виша. Један део угљен-моноксида присутног у атмосфери потиче и из другог извора – океана, механизмом који није у потпуности разјашњен.

У горњим слојевима тропосфере кондензација угљен-моноксида се радикално смањује, да би се овај гас у стратосфери у потпуности разложио, углавном према реакцији



$$CO + OH \rightarrow H + CO_2.$$

Ова реакција доприноси да се у току једне секунде у центиметру кубном ваздуха разложи $5 \cdot 10^5$ молекула угљен-моноксида.

Када су у питању други гасови који доприносе загађењу атмосфере, прокоментарисаћемо неке од њих. Сагоревање угља даје у мањим количинама хлороводоник (HCl) и флуороводоник (HF) (до 0,015 mg m^{-3}, на пример у ваздуху Балтимора или, пак, до 0,0025 mg m^{-3} у Чарлстону у Сједињеним Америчким Државама) и флуоро-силицијум (SiF_4). У издувним гасовима при високим температурама из N_2 и O_2 образују се оксиди азота NO и NO_2. Концентрација азот-моноксида може да буде доста велика, посебно у ваздуху градова као што је, на пример, Лос Анђелес где у просеку достиже вредност 0,10–0,52 mg m^{-3} да би у екстремним случајевима измерена вредност износила 2,4 mg m^{-3}. У атмосферу стално улази један елемент који може да буде изузетно опасан за здравље људи. То је олово, које у атмосферу доспева преко издувних гасова тј. олово-тетра-етила ($Pb(C_2H_5)$). Концентрација олова је, на пример, у Лос Анђелесу у просеку 7,6 mg m^{-3}, понекад достижући вредност од 25 mg m^{-3}, што је највећа измерена концентрација. Велика концентрација олова уочена је чак изнад океана и то до великих висина. Тако је она и до педесет пута већа него што је у минералима. У знатнијем износу присуство олова је измерено у аеросолима изнад Јужног пола.

На крају, као незаобилазан у причи о гасном загађењу, јавља се и појам *смоīа*. То је слој густог стабилног плавичастог дима, који се за разлику од магле не растура при

повећању интензитета Сунчевог зрачења. Напротив, његово присуство се продужава услед фото-хемијских реакција већ при хладном времену, као што је то случај у Лондону.

19.3 Глобално загађење

Већ је истакнуто у претходном поглављу да се концентрација угљен-диоксида у атмосфери повећава упркос апсорпцији вишка угљене киселине од стране океана. Због недостатка осматрања ускраћени смо за информацију да ли се повећава количина угљен-моноксида и сумпор-диоксида у атмосфери и колико неки процеси доприносе смањењу њиховог присуства у атмосфери.

У последње време воде се опсежне расправе око удела глобалног загађења у климатским променама. Повећање загађења на глобалном плану се уочава, са метеоролошке тачке гледишта, по смањењу директног а повећању дифузног краткоталасног Сунчевог зрачења. Без обзира на то шта се дешава последњих деценија, вишегодишња мерења краткоталасног зрачења у Западној Европи, Русији, Јапану, Аустралији, на Хавајским острвима, нису дала убедљиве доказе о повећању замућености атмосфере. Истовремено је уочено да се замућеност атмосфере нагло повећава после вулканских ерупција, да би се прашина и пепео који су ушли у атмосферу у њој задржали доста дуго. Тако, на пример, после ерупције вулкана Агунг 1963. године присутност честица прашине и пепела пореклом из ове ерупције регистрована је до 1971. године.

Увећање замућености ваздуха услед присуства честица прашине доводи до повећаног загађења атмосфере насталог услед апсорпције краткоталасног зрачења. Честице у атмосфери независно од њиховог порекла адсорбују (присаједињују), захваљујући брауновском кретању, ситне тврде честице које потичу из тзв. антропогених извора загађења – честице олова, цинка, кадмијума (отпад од индустрије обојених метала).

	концентрација (%)				
елеменат	велики градови	градови средње величине	мали градови	изнад океана далеко од континента	у Земљиној кори
олово	0,14	0,070	0,050	0,03	0,0016
хром	0,43	0,080	0,10	0,05	0,020
кадмијум	0,54	0,150	0,12	0,05	0,00005
калај	0,03	0,020	0,02	0,01	0,004

Табела 5.6 Концентрација микроелемената у атмосферској прашини

У табели 5.6 приказане су просечне вредности концентрације микроелемената у атмосфери изнад градова и океана у поређењу са њиховим садржајем у минералима коре Земље. И летимичан преглед ове табеле указује на уочљиву загађеност атмосфере микроелементима, па чак и у ваздуху изнад океана.

19.4 Падање чврстих честица

У атмосфери се, као последица загађења, налази велики број чврстих честица које падају кроз њу мањом или већом брзином. Брзину падања можемо да одредимо на основу чињенице да је ваздух вискозна средина са динамичким коефицијентом вискозности η кроз који се креће честица полупречника r. У том случају на честицу ће да делује сила трења F_v, која је по Стоксовом (Stokes) закону једнака

$$F_v = 6\pi r\eta \mathbf{v}, \tag{5.6}$$

где је **v** интензитет брзина падања честице, док се за коефицијент η претпоставља да не зависи од атмосферског притиска и да, са задовољавајућом тачношћу, може да се израчуна из израза $\eta = \eta_0 a(1 - \alpha_\eta t)$, где је $\eta_0 = 1{,}717$ kg m^{-1}s^{-1}, $a = 10^{-5}$ константа, t температура ваздуха (°C) и $\alpha_\eta = 0{,}00288$ °C^{-1}. У пољу силе Земљине теже честице прашине имаће неку константну брзину падања $\mathbf{v}_0$, када сила $F_0 = 6\pi r\eta \mathbf{v}_0$, буде уравнотежена разликом њене тежине и силе потиска тј.

$$6\pi r\eta \mathbf{v}_0 = \frac{4}{3}\pi r^3 (\rho - \rho_v) g, \tag{5.7}$$

где је ρ густина честица прашине које падају кроз атмосферу, а ρ_v густина ваздуха. Ако једначину (5.7) решимо по $\mathbf{v}_0$, добијамо да је

$$\mathbf{v}_0 = \frac{2gr^2}{9\eta}(\rho - \rho_v). \tag{5.8}$$

Ако уведемо смену

$$C_0 = \frac{2g}{9\eta}(\rho - \rho_v), \tag{5.9}$$

онда израз за константну брзину падања честица прашине $\mathbf{v}_0$ добија облик

$$\mathbf{v}_0 = C_0 r^2. \tag{5.10}$$

За велики број честица је задовољен услов $\rho \gg \rho_v$. Тако, на пример, за случај када је $\rho = 10^3$ kg m^{-3} налазимо да је $C_0 = 1{,}268 \cdot 10^8$ m^{-1}s^{-1}. Ова или нека приближна вредност може да се употреби за практична израчунавања, уз напомену да је ова величина константна за доњи део тропосфере.

Ако је висина велика и ваздух разређен, судари између честица чврстих материја и молекула ваздуха постајаће све ређи. Између два судара брзина падања честице ће да се повећава и достигне брзину при којој она почиње да „клизи". Ово ће да се деси уколико је полупречник r мањи од дужине слободног пута молекула L који је, на пример, у

ваздуху при нормалном притиску једнак 6,53 · 10^{-8} m. Када је $r < L$ за интензитет брзине падања честица $\mathbf{v}_c$, могуће је да се примени формула Канингана (Kaningham)

$$v_c = C_0 r^2 \left[1 + (A + Q_k) \frac{L}{r} \right]. \tag{5.11}$$

где је A = 1,246 и Q_k = 0,42. У атмосфери, дужина слободног пута молекула ваздуха L се са висином мења тако да је обрнуто пропорционална густини ваздуха ρ_v и може да се приближно одреди из формуле $L = L_0 e^{z/H}$, где је L_0 констатанта а H нека висина у атмосфери до које се одређује дужина слободног пута. Тако, на пример, на висини од 18 km њена вредност износи 5,9 · 10^{-7} m, док је на висини од 50 km та вредност 7,2 · 10^{-5} m. Зато ће у горњим слојевима атмосфере брзина $\mathbf{v}_c$ имати знатно веће вредности. Уколико је однос L/r велики и ако је $(A + Q_k)L/r \gg 1$ онда израз (5.11) може да се напише као $\mathbf{v}_c = C_0 Lr(A + Q_k)$. Из овог израза произилази да ће честица која пада из виших слојева атмосфере да пада све спорије, пошто се дужина пута L, а заједно са њом и брзина $\mathbf{v}_0$, мењају обрнуто пропорционално густини ваздуха ρ_v.

Замислимо следећу ситуацију. У горњем слоју атмосфере образује се константан флукс честице космичке прашине. У почетку, када је брзина $\mathbf{v}_c$ велика, сагласно једначини (5.11) честице прашине ће брзо да падају тако да ће њихова концентрација у 1 m^3 да буде мала, а нешто ниже, где се честице прашине успоравају, њихова концентрација ће да се повећа, тако да ће њено повећање бити обрнуто пропорционално брзини $\mathbf{v}_c$. То значи да ће концентрација честица да се увећава како се увећава густина ваздуха у ком падају честице прашине. Осматрања управо потврђују ову чињеницу. Наиме, на висинама 15–90 km се уочава да је расејање светлости два пута интензивније од расејања на молекулима. Ово се објашњава чињеницом да су концентрације молекула и прашине на овим висинама приближно исте. На мањим висинама, где је $L \ll r$, брзина падања је константна, па је и концентрација константна. Рецимо, прецизности ради, да формуле (5.10) и (5.11) нису у важности за честице прашине неправилног облика.

За случај када честица масе m пада брзином $\mathbf{v}(t)$ тј. брзином која се разликује од брзине $\mathbf{v}_0$, онда ће једначина кретања честице да има облик

$$\frac{d\mathbf{v}(t)}{dt} = 6\pi r \eta (\mathbf{v}_0 - \mathbf{v}(t)). \tag{5.12}$$

Решење ове једначине има облик

$$\mathbf{v}_0 - \mathbf{v}(t) = (\mathbf{v}_0 - \mathbf{v}(t_0)) e^{-\frac{t}{\tau}}, \tag{5.13}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: $\mathbf{v}(t_0)$ – почетна брзина, а $\tau = \mathbf{v}_0/g = C_0/g$ време релаксације које карактерише брзину подешавања кретања честице прашине према кретању ваздуха у ком се налази. Практично, τ одређује време које честица проведе у

турбулентној струји у којој могу да је захвате вртлози или у близини неке препреке, где знатно може да се промени брзина основне струје у којој се налази честица прашине.

У расподели ових примеса у атмосфери – гасова и аеросола – значајну улогу има турбулентно мешање ваздуха. Као што је већ речено, турбуленција у атмосфери је стално присутна пошто је изазвана различитим механизмима: слободном или принудном конвекцијом, таласима у атмосфери и нехомогеностима у струји ветра, при чему треба да се има у виду да интензитет мешања расте са нестабилношћу атмосфере. При турбулентном кретању у атмосфери образују се мањи или већи вртлози који се у непоремећеном облику крећу на неком њиховом путу мешања L_T од неколико метара па до неколико стотина метара, да би се потом растурили и помешали са околним ваздухом. Сваки од тих вртлога носи са собом аеросоле и гасове, при чему се и они мешају са околним ваздухом. Том приликом њихови путеви мешања L имају као при молекуларној дифузији много мању дужину од L_T, тако да се они крећу заједно са запремином ваздуха која се премешта механизмом турбуленције. Последица овакве ситуације је и чињеница да је коефицијент турбулентне дифузије D_T много већи од коефицијента молекуларне дифузије D_M. И поред тога што су брзине при турбулентним кретањима у атмосфери и за три реда величине мање од брзина кретања молекула, пут мешања L_T је 10^8–10^9 пута већи. Осматрања указују на чињеницу да је величина D_T за честице гаса (али и за честице гаса ако се не узме у обзир њихово падање) мања у близини површине земљишта, где су слободни путеви вртлога мањи достижући вредности 15–20 $m^2\ s^{-1}$. На пример, при великој нестабилности у атмосфери вредност D_T може да нарасте и до 200–300 $m^2\ s^{-1}$.

19.5 Атмосферска дифузија

Атмосферско загађење је један важан и сталан проблем у данашње време, у ком су још увек присутне „прљаве", а истовремено се шире и нове гране индустрије. На пример, стално су присутни разни инсектициди, честице које потичу од нуклеарних технологија, загађење које потиче од разних хемијских загађивача итд. Рецимо, свако ко је покушао да окречи зидове куће прскалицом током умерено ветровитог дана, био је у прилици да види колико дугачке путеве могу да пређу честице спреја и доспеју или бар приближно дођу до места на ком желимо да се нађу. Дакле, природно се намеће питање којим механизмом се честице простиру кроз атмосферу.

Чињеница да је атмосфера „дифузивна", тј. да транспорт супстанце може да се одвија на овај начин, за њу је и једна врста дара, али и извор „досаде". Наиме, у одсуству ове особине атмосфера која окружује највеће индустријске центре врло брзо би постала неподношљива, како за биљни тако и животињски свет. У уобичајеним атмосферским условима гасови и ситне честице сакупљају се у концентрацијама различитих вредности творећи проблем атмосферског загађења као проблем везан за јавно здравље. Овај проблем је присутан у градовима мегаполисима, како у развијеним тако и неразвијеним земљама. У ствари, многи градови су у неком периоду развоја имали проблем појаве смога.

Теоријски гледано, атмосферска дифузија третира се преко следеће једначине

$$\frac{\partial \overline{\chi}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial \overline{\chi}}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial \overline{\chi}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial \overline{\chi}}{\partial z}\right), \qquad (5.14)$$

где лева страна једначине представља промену средње концентрације гаса или неке супстанце унутар делића ваздуха χ, док су K_x, K_y и K_z коефицијенти турбулентне дифузије, у правцу x, y и z осе, редом. Средња концентрација се изражава у грамима, киријима или броју честица по кубном метру.

Да бисмо разумели смисао ове једначине послужићемо се једним идеализованим примером, у ком се честице тренутно ослобађају из тачкастог извора загађења, који се налази на површини земљишта, одлазећи у атмосферу у којој се коефицијенти турбулентне дифузије и средње брзине ветра не мењају са висином. Међутим, коректности ради истакнимо чињеницу да, будући да се ове две величине веома брзо мењају у близини површине земљишта, анализа која ће да уследи не важи за доњи део атмосфере. Наиме, она ће да нам послужи да бисмо: а) одредили које величине су најважније у процесу дифузије и б) који су редови величина растојања и висине дисперзије супстанци у атмосфери. Претпоставка да се коефицијент турбулентне дифузије не мења са висином води нас ка нечему што се зове Фикова (Fick) дифузија.

Претпостављајући: 1) да је турбуленција хомогена тј. $K_x = K_y = K_z = K$ и 2) да се координатни систем, у ком разматрамо процес дифузије, креће брзином средњег ветра $\overline{u}$, онда једначина (5.14) добија облик

$$\frac{\partial \overline{\chi}}{\partial t} - c\,\frac{\partial \overline{\chi}}{\partial z} = K\,\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial^2 \overline{\chi}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \overline{\chi}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \overline{\chi}}{\partial z^2}\right), \qquad (5.15)$$

где је c коначна (терминална) брзина честице којом она пада на површину земљишта.

Да бисмо решили једначину (5.15), одговарајући гранични услови могу да се дефинишу на следећи начин: 1) $\chi \to 0$ када $t \to 0$ за $x, y, z > 0$ и 2) $\chi \to 0$ када $t \to \infty$. Будући да се супстанца емитована током дифузије нити губи (нема депозиције) нити ствара, из једначине континуитета следи да њена маса мора да буде одржана тј.

$$\iiint_V \overline{\chi}\, dx\,dy\,dz = Q, \qquad (5.16)$$

где је Q јачина емисије из извора загађења која је изражена у грамима или броју честица које се ослобађају из тог извора. Под горе наведеним условима решење једначине (5.15) може да се напише у облику

$$\overline{\chi} = \frac{Q}{(4\pi K t)^{3/2}}\, e^{\left(-\frac{r^2}{4Kt} - \frac{c}{2K}z - \frac{c^2}{4K}t\right)}, \qquad (5.17)$$

где је $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$, при чему су координате x и y измерене од центра облака честица, који је на растојању $x = ut$ у тренутку t, гледајући низ ветар. Следи да површинска концентрација у центру облака може да се прикаже преко израза

$$\overline{\chi} = \frac{Q}{(4\pi Kt)^{3/2}} e^{-\frac{c^2}{4K}t} \tag{5.18}$$

или, пошто је $x = \overline{u}t$, у облику

$$\overline{\chi} = \frac{Q}{(4\pi Kt)^{3/2}} e^{-\frac{c^2 x}{4K\overline{u}}}. \tag{5.19}$$

Овај израз, после мале модификације, може успешно да се примени за дифузију: 1) гасова који се хемијским реакцијама образују у атмосфери и 2) супстанце са веома малим коначним брзинама. Међутим, израз није примењлив за дифузију тежих честица.

СПИСАК СИМБОЛА
(по редоследу појављивања)

Глава 2

ν	фреквенција ултраљубичастог зрачења
h	Планкова константа
M_A	укупна маса атмосфере
R_E	средњи полупречник Земље
g_0	средње убрзање Земљине теже
p	атмосферски притисак
ρ	густина ваздуха
H	размер висине

Глава 3

e	притисак водене паре у ваздуху
E	максимални притисак водене паре у ваздуху
t	температура сувог термометра
t_1	температура влажног термометра
E	максимални притисак водене паре при температури сувог термометра
E_1	максимални притисак водене паре при температури влажног термометра
E_w	максимални притисак водене паре у односу на воду
E_i	максимални притисак водене паре у односу на лед
α, β, γ	константе у једначинама (1.10а) и (1.10б)
λ_0	константа у једначини (1.11)
a	апсолутна влажност ваздуха

r	релативна влажност ваздуха
d	дефицит засићености ваздуха
q	специфична влажност ваздуха
f	однос смеше
t_d	тачка росе

Глава 4

V	запремина гаса
p	притисак гаса
N	број честица у гасу
T	апсолутна температура гаса
n	број молова гаса
R^*	универзална гасна константа
m	маса гаса
ρ	густина; густина ваздуха
R_{spec}	специфична гасна константа
R_s	гасна константа за сув ваздух
R_v	гасна константа за влажан ваздух
ρ_s	густина сувог ваздуха
ρ_v	густина влажног ваздуха
μ_s	молекулска тежина сувог ваздуха
μ_v	молекулска тежина влажног ваздуха
T_v	виртуелна температура
z	висина; геометријска висина
g	убрзање силе Земљине теже
S	површина
ϕ	геопотенцијал
Z	геопотенцијална висина

g_o	средње убрзање силе Земљине теже
$\overline{T}_b$	барометарска средња температура
p_o	притисак на површини мора
p_g	притисак на површини земљишта
c_p	специфична топлота ваздуха при константном притиску

Глава 5

Q	количина топлоте
c_p	специфична топлота ваздуха при константном притиску
c_{v}	специфична топлота ваздуха при константној запремини
V	запремина делића ваздуха
χ	константа
T'	температура у слоју атмосфере
p'	притисак непокретног ваздуха који окружује честицу
γ_a	суvoадијабатски градијент
p_o	притисак од 1 000 mb
θ	потенцијална температура
T_1	температура влажног термометра
T	температура сувог термометра
m_s	укупна маса састојака сувог ваздуха који се налази у одређеној запремини
m_{v}	маса водене паре у одређеној запремини
$m_{\mathrm{v}p}$	маса водене паре у одређеној запремини засићеног ваздуха
λ	латентна топлота испаравања
γ_{v}	влажноадијабатски градијент
a	константа у једначини (2.35)
b	константа у једначини (2.35)
t_0	температура на $z = 0$

p_0	притисак на $z = 0$
r_0	релативна влажност на $z = 0$
h	ниво кондензације
e_0	притисак водене паре на $z = 0$
t_{d0}	тачка росе на $z = 0$
e_h	притисак водене паре на нивоу кондензације
p_h	атмосферски притисак на нивоу кондензације
λ_0	вертикални температурни градијент
f_s	однос смеше засићеног ваздуха

Глава 6

ν	фреквенција електромагнетних таласа
λ	таласна дужина електромагнетних таласа
$\hat{k}$	таласни број
I	интензитет емитованог зрачења
I_λ	интензитет емитованог зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина
$I_{a,\lambda}$	интензитет апсорбованог зрачења
$I_{r,\lambda}$	интензитет одбијеног (рефлектованог) зрачења
$I_{t,\lambda}$	интензитет пропуштеног (трансмитованог) зрачења
a	апсорпциона способност тела
r	рефлексиона способност тела
t	трансмисиона способност тела
$B(\lambda,T)$	функција зрачења
E_n	енергија осцилатора
h	Планкова константа
n	квантни број
σ	Штефан-Болцманова константа

ε	емисиона способност површине у односу на апсолутно црно тело
λ_{max}	таласна дужина која одговара максимуму интензитета зрачења
a	константа у једначини (2.53)
E_s	енергија ослобођена при термонуклеарној фузији
c	брзина светлости
m_s	маса Сунца
F_s	флукс Сунчевог зрачења по целом просторном углу
a_s	полупречник Сунца
d_s	средње растојање Земље од Сунца
I_o	соларна константа
$\bar{Q}_a$	количина зрачења која доспе на јединицу површине горње границе атмосфере у јединици времена
T_{ef}	ефективна температура Сунца
ϑ_z	зенитни угао
d_z	тренутно растојање Земље од Сунца
I_u	инсолација
t^*	часовни угао
δ	деклинациони угао
k_r	коефицијент расејања
I_o	почетна вредност интензитета зрачења
C	коефицијент који зависи од броја молекула гаса у јединици запремине и врсте гаса
k_a	коефицијент апсорпције
h_a	висина у атмосфери
τ	оптичка дебљина (оптичка маса) атмосфере на висини h_a
p	коефицијент прозрачности атмосфере
ϑ_{z0}	угао у односу на нормалу под којим Сунчево зрачење доспева на површину Земље
$m(\vartheta_{z0})$	маса атмосфере
S_d	директно Сунчево зрачење

S_r	дифузно зрачење
S_g	глобално зрачење
R_p	рефлектовано зрачење
A_p	албедо
E_{sv}	електромагнетна енергија коју емитује извор светлости у околину
Q	флукс зрачења
Ω	просторни угао
r	полупречник лопте
I	интензитет зрачења тачкастог извора у неком правцу
E_s	осветљеност
I_z	интензитет зрачења које долази у правцу нормале
B	блесак (сјајност)

Глава 7

E_z	Земљино зрачење
ε_z	емисиона способност Земљине површине
T_z	апсолутна температура површине земљишта
E_a	атмосферско зрачење усмерено ка Земљи (противзрачење атмосфере)
E_{ef}	ефективно зрачење
z	дебљина слоја у атмосфери
$A_z(z)$	флукс зрачења усмереног наниже
$B_z(z)$	флукс зрачења усмерен навише
T_a	апсолутна температура ваздуха на некој висини (која обично одговара висини метеоролошког заклона, тј. 2 m)
a, b	константе у једначини (2.79)
e_a	притисак водене паре у милибарима на висини на којој је измерена вредност T_a
E_d	добитак енергије у систему
E_g	губитак енергије у систему
$\sum E$	разлика између добитка и губитка енергије у систему
R_n	биланс зрачења изнад и унутар биљног склопа

Глава 8

c_t	тежинска специфична топлота земљишта
ρ_z	густина земљишта
c_V	запреминска специфична топлота земљишта
λ_z	топлотна проводност земљишта
θ	садржај влаге у земљишту
k_z	температурна проводност
$\Delta\bar{t}/\Delta z$	температурни градијент у земљишту
$\bar{t}_1$ и $\bar{t}_2$	временски средњаци температура земљишта на мањој и већој дубини z_1 и z_2, редом
Q_z	количина топлоте која се проведе између два слоја земљишта
$\bar{t}_0$	амплитуда температурног таласа на површини земљишта
τ_z	период од 1 или 365 дана
Z_d	дубина константне дневне температуре
Z_g	дубина константне годишње температуре

Глава 9

F_i	хоризонтални транспорт топлоте у систем
H	вертикални транспорт осетне топлоте од топлије Земљине површине ка хладнијем ваздуху
λE	губитак топлоте испаравањем
F_o	губитак топлоте хоризонталним транспортом топлоте из система
E	промена енергије која је једнака количини топлоте Q_z која се у току дана или године размени између Земљине површине и дубљих слојева земљишта или воде

Глава 10

W	промена влаге у јединици времена
F_{iw}	количина влаге која хоризонталним транспортом доспе у разматрани стуб из околног простора
F_{0w}	губитак влаге услед њеног хоризонталног отицања из стуба у околни простор
E_w	губитак воде из стуба путем испаравања
F_{0w}	губитак влаге услед њеног хоризонталног отицања из стуба у околни простор
ΔF_w	хоризонтално отицање из стуба (отицање)
P	количина падавина
ΔF_L	отицање са континента
ΔF_{ok}	отицања из океана
E	испаравање са било које површине
$\Delta F/P$	количник отицања
ΔE	разлика у притиску засићене водене паре која настаје као последица закривљености површине при истом агрегатном стању и температури
E_R	притисак засићене водене паре изнад испупчене или удубљене површине
E_0	притисак засићене водене паре изнад равне површине
E_L	притисак засићене водене паре изнад леда
E_i	интензитет испаравања при температури активне апсорпционе површине
E_{wp}	притисак засићене водене паре изнад раствора
E_{wd}	притисак засићене водене паре изнад чисте воде
E_1	притисак засићене водене паре
C_w	константа у једначини (3.9)
B_1 и B_2	константе у једначини (3.10)
E_w	средњи месечни максимални притисак водене паре
$\overline{e}$	средњи месечни притисак водене паре
$\overline{u}$	средња месечна брзина ветра на висини од 10 m
k_T	коефицијент у једначини (3.11)
$\overline{t}$	средња месечна температура ваздуха
S_g	средња месечна сума глобалног зрачења
E_I	сума испаравања са басена, реке или језера за посматрани временски интервал
P	количина падавина

F_r	количина воде која у јединици времена протекне кроз јединицу површине попречног пресека, на пример, у реци
E_T	сума испаравања у току једног сата
Δt	разлика температура (°C) на висинама 0,5 m и 2 m
Δe	разлика притисака водене паре на висинама 0,5 m и 2 m
C_4 и C_5	константе у једначини (3.15)
E_I	испаравање у току једног сата
C_6	константа у једначини (3.16)
K_1	коефицијент турбулентног струјања ветра на висини од 1 m
z_0	висина за коју се обично узима да је 1 m
C_6	константе у једначини (3.16)
E_s	максималан притисак водене паре за температуру површине t_s
E_w	максималан притисак водене паре за температуру ваздуха t_a (°C)
γ	психрометарска константа
p	атмосферски притисак
A	константа у једначини (3.17)
e_a	притисак водене паре у ваздуху

Глава 11

e	притисак водене паре
E	максималан притисак водене паре
G_b	Гибсова слободна енергија
U	унутрашња енергија система
S	ентропија система
T	апсолутна температура
V	запремина система
E	максималан притисак водене паре

Глава 12

V_k	брзина падања капљице која се укрупњава у облаку
r_k	полупречник капљице која се укрупњава у облаку

Глава 13

$\mathbf{v}$	брзина ветра
B	јачина ветра у бофорима
u_1	брзина ветра, у правцу x осе, на висини $z_1 = 1$ m у једначини (4.2)
z_0	коефицијент храпавости
F_G	сила градијента притиска по јединици масе
ω	угаона брзина Земље
F_D	Кориолисова (девијацијска) сила по јединици масе
φ	географска ширина
F_0	сила унутрашњег трења по јединици масе
k_{tr}	коефицијент спољашњег трења
F_T	сила спољашњег трења по јединици масе
k_{T0}	коефицијент укупног трења по јединици масе
F_{T0}	укупна сила трења по јединици масе
F_R	центрифугална сила по јединици масе
$\mathbf{v}_g$	компонента геострофског ветра дуж y осе
u_g	компонента геострофског ветра дуж x осе
u	средња брзина флуида
d	пречник цеви
ν	кинематичка вискозност флуида
η	коефицијент молекуларне вискозности
τ	Рејнолдсов напон у zx равни
z	вертикална координата
$\partial\overline{u}/\partial z$	градијент средње брзине
ρ	густина ваздуха

L_m	пут мешања
k_K	Фон Кармнова константа
u_*	брзина трења
$\overline{u}$	средње брзине ветра
H	флукс турбулентне размене топлоте
LE	флукс турбулентне размене влаге
K_H	коефицијент турбулентне размене топлоте
K_E	коефицијент турбулентне размене влаге
$\partial\overline{T}/\partial z$	градијенти средње вредности температуре ваздуха
$\partial\overline{e}/\partial z$	градијенти средњих вредности притиска водене паре
K_M	коефицијенти турбулентне размене количине кретања
γ	психрометарска константа
β	Бовенов количник
R_z	флукс биланса зрачења
Q_z	флукс топлоте у земљишту
LE	флукс латентне топлоте у једначини (4.28)
H	флукс осетне топлоте у једначини (4.28)
d	раван нултог померања
H	висина биљке у једначинама (4.31) и (4.33)

Глава 14

T	температура ваздуха
$\partial T/\partial x$	температурни градијент у близини *y* осе
α	угао нагиба фронталне површине
$\partial p/\partial x$	градијент притиска у правцу *x* осе
$\partial p/\partial y$	градијент притиска у правцу *y* осе
$\partial p/\partial z$	градијент притиска у правцу *z* осе
ρ	густина ваздуха
v	брзина ветра
ω	угаона брзина Земље
φ	географска ширина

Глава 17

K_c	Конрадов индекс континенталности климе
a	константа u једначини (5.1)
A	годишње колебање температуре ваздуха
φ	географска ширина
b	константа у једначини (5.2)
c	константа у једначини (5.2)
K_I	коефицијент влажности Иванова
P_m	месечна висина падавина
E_m	месечна висина испаравања
I_M	индекс сувоће Де Мартона
T_m	средња месечна температура ваздуха
t_{10}	константа у једначини (5.3)
HTK	хидротермички коефицијент Сељанинова
P_p	сума падавина
S_{10}	сума температура већих од 10 °C за посматрани период
L	кишни фактор Ланга
P_g	просечна годишња висина падавина
T_g	просечна вишегодишња температура ваздуха
E^N	сума флуксева биланса зрачења
E_F	флукс топлоте антропогеног порекла у земљишту
E_E	флукс латентне топлоте
E_H	флукс осетне топлоте
ΔE_S	промене енергије која се акумулира у земљишту, зградама и ваздуху
ΔE_A	флукс тзв. адвективног доприноса
P	количина падавина
F	количина водене паре
I	количина воде из антропогених извора у урбаним срединама
E	сума испаравања

Δr	хоризонтално отицање воде
ΔS	промене количине влаге која се акумулира у земљи, зградама и ваздуху
ΔA	допринос настао хоризонталним транспортом воде и водене паре у урбану средину
ΔT_{u-r}	разлика између температуре у области максималне урбане температуре и температуре руралне околине која дефинише интензитет урбаног острва топлоте
P_g	величина популације града

Глава 19

η	динамички коефицијент вискозности
$\mathbf{v}$	брзина падања честице прашине кроз атмосферу
F_{v}	сила трења честице прашине која пада кроз атмосферу
v_0	константна брзина падања честице прашине
r	полупречник честице
L	дужина слободног пута молекула
$\mathbf{v}_c$	брзина падања честице
H	висина у атмосфери до које се одређује дужина слободног пута
$\mathbf{v}(t_0)$	почетна брзина падања честице прашине
τ	време релаксације које карактерише брзину подешавања кретања честице прашине према кретању ваздуха у ком се налази
L_T	дужина пута мешања вртлога при турбулентном кретању у атмосфери
D_T	коефицијент турбулентне дифузије
D_M	коефицијент молекуларне дифузије
χ	средња концентрација гаса или неке супстанце унутар делића ваздуха
K_x	коефицијент турбулентне дифузије у правцу x осе
K_y	коефицијент турбулентне дифузије у правцу y осе
K_z	коефицијент турбулентне дифузије у правцу z осе
$\bar{u}$	средња брзина ветра
c	коначна (терминална) брзина честице којом она пада на површину земљишта
Q	јачина емисије из извора загађења која је изражена у грамима или броју честица које се ослобађају из тог извора

КОРИШЋЕНА И НАВЕДЕНА ЛИТЕРАТУРА

Азбучни ред

Гуральник, И. И., Дубинский, Г. П., Ларин, В. В. и Мамиконова, С. В. А. Р., 1982: Испарение в природе. Гидрометеоиздат, Ленинград, 440 стр.

Колмогоров, А. Н., 1950: К вопросу об определении козффициента температуропроводности почвы. Известия Академии Наук, Серия географическая, Том XIV, Но. 2, 97-98.

Константинов, А. Р., 1968: Испарение в природе. Гидрометеорологическое издательство, Ленинград, 532 стр.

Миланковић, М., 1997: Канон осунчавања Земље и његова примена на проблем ледених доба. Део 1. Завод за уџбенике и наставна средства, Београд, 369 стр.

Миланковић, М., 1997: Канон осунчавања Земље и његова примена на проблем ледених доба. Део 2. Завод за уџбенике и наставна средства, Београд, стр. 325.

Михаиловић, Д. Т., Лалић, Б. и Ареснић, И., 2008: Практикум из метеорологије. Пољопривредни факултет, Нови Сад, 219 стр.

Рубинштейн, Е. С., 1952: Курс климатологии (для гос. университетов и гидромет. институтов) под редакцией Е. С. Рубинштейн, ч. 1-3. Гидрометеоиздат, Ленинград.

Хриган, А. Х., 1978: Физика атмосферы. Гидрометеоиздат, Ленинград, 455 стр.

Хромов, С. П., 1983: Метеорология и климатология для географических факультетов. Гидрометеоиздат, Ленинград, 455 стр.

Чирков, Ю. И., 1979: Агрометеорология. Гидрометеоиздат, Ленинград, 320 стр.

Абецедни ред

Acs, F. and Mihailović, D. T., 1983: Calculation of soil thermal changes. Idojaras, 87, 200-205.

Bednorz E. and Kolendowicz L., 2010. Daily course of the soil temperature in summer in chosen ecosystems of Słowiński National Park. Quaestiones Geographicae 29, 5-12.

Coulson, K. L., 1975: Solar and terrestrial radiation. Academic Press, New York, San Francisco, London, 322 pp.

De Vries D. A., 1963: Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk (ed.) Physics of Plant Environment. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.

Đorđević, N., 1986: Primena meteorologije u inženjerstvu. Beograd, Prirodno-matematički fakultet Univerziteta u Beogradu i Jugoslovenski zavod za produktivnost rada, Beograd, 170 str.

Hočevar, A. i Petkovšek Z., 1977: Meteorologija. Partizanska kniga, Ljubljana, 219 str.

IPCC, 2001: Third Assessment Report – Climate Change.

IPCC, 2013: Fifth Assessment Report – Climate Change.

Izveštaj radne grupe Kolegijuma direktora hidrometeoroloških zavoda, 1984: O problemima organizacije i statusa i zadacima hidrometeorološke službe Jugoslavije (II deo: Meteorološka i hidrometeorološka osmatranja u hidrometeorološkoj službi Jugoslavije). Za radnu grupu: M. Jovašević, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd, 99 str.

Janjić, Z. I. i Petrović, D., 1985: Organizacije i tehnologija prognoze vremena. Naučno-tehnički pregled, 35, 41-45.

Katić, P., Đukanović, D. i Đaković, P., 1979: Klima SAP Vojvodine. Poljoprivredni fakultet u Novom Sadu - OOUR Institut za ratarstvo i povrtarstvo, Novi Sad, 237 str.

Kolić, B., 1978: Šumarska ekoklimatologija. Mikroklima šumskih staništa. Naučna knjiga, Beograd, 300 str.

Krikham, D. and Powers, W. L., 1972: Advanced in soil physics. Interscience, New York, 534 str.

Lamb, H. H., 1972: Climate: present, past and future. Vol. 1: Fundamentals and climate now. Methuen, London, 613 str.

Mac Cracken, M. C., 1985: Carbon dioxide and climatic change (Background and overview). The potential climatic effects of increasing carbon dioxide, Editors: M.C. MacCracken and F. M. Luther, Unites States Department of Energy, Washington, 3-22.

Malinović-Milicević S., Mihailović, D. T., Lalić, B. i Dresković, N., 2013: Thermal environment and UV-B radiation indices in the Vojvodina region (Serbia). Climate Research, 57, 111–121.

Mesinger, F. i Janjić Z. I., 1989: Meteorologija (skripta za studente II godine meteorologije za predmet Meteorologija I). Institut za meteorologiju, Fizički fakultet, Beograd.

Mihailovic, D. T. and Eitzinger, J., 2007: Modelling temperatures of crop environment. Ecological Modelling, 202, 465-475.

Mihailovic, D. T. and Ruml, M., 1996: Design of land-air parameterization scheme (LAPS) for modelling boundary layer surface processes. Meteorology and Atmospheric Physics, 58, 65-81.

Mihailovic, D. T., 1996: Description of a land-air parameterization scheme (LAPS). Global and Planetary Change, 13, 207-215.

Mihailović, D. T., Drešković, N. and Mimić, G., 2015a: Complexity analaysis of spatial distribution of preipitation: an application to Bosnia and Herzegovina. Atmospheric Research Letters, 16, 324-330.

Mihailović, D. T., Lalić, B., Drešković, N., Mimić, G., Djurdjević, V. and Jančić, M., 2015b: Climate change effects on crop yields in Serbia and related shifts of Köppen climate zones under the SRES-A1B and SRES-A2. Intenational Journal of Climatology, 35, 3320–3334.

Mihailović, D. T., 1988: Osnove meteoroloških osmatranja i obrade podataka. Novi Sad, Poljoprivredni fakultet, 219 str.

Milosavljević, M., Katić, P., Stanojević S. i Todorović, N., 1981: Agroklimatske zone u proizvodnji pšenice u Vojvodini. U: Zbornik radova sa naučnog skupa „Ekosistemi i mogućnost njihovog racionalnog korišćenja", Novi Sad, 1978, 85-105.

Monteith, J. L. and Unsworth, M., 1990: Principles of environmental physics. Buterrworth and Heinmann, Oxford, 291 pp.

Monteith, J. L., 1975: Principles of environmental physics. Edward Arnold, London, 241 pp.

Munn, R. E., 1970: Biometeorological methods., Academic Press, New York, 336 pp.

Oke, T. R., 1987: Boundary layer climates. 2nd edition, Methuen, New York and London, 435 pp.

Otorepec, S., 1980: Agrometeorologija. Nolit, Beograd, 231 str.

Otorepec, S., 1991: Agrometeorologija. Naučna knjiga, Beograd, 235 str.

Palmer, C. W., 1965: Meteorological drought. Washington U. S. Department of Commerce, Research Paper No. 45.

Panofsky, H. A. and Dutton, J. A., 1984: Atmospheric turbulence: models and methods for engineering applications. John Wiley & Sons, New York, 397 pp.

Radinović, Đ., 1981: Vreme i klima Jugoslavije. Gradjevinska knjiga, Beograd, 421 str.

Sellers, W. D., 1965: Physical climatology, The University of Chicago Press, Chicago, 272 pp.

Stull, R., 1988: An introduction to boundary layer meteorology Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 pp.

Wallace, J. M. and Hobbs, P. K., 1977: Atmospheric Science: An Introduction Survey, Academic Press, New York, 467 pp.

Weyl, P. K., 1970: Oceanography. An introduction to the marine environment. John Wiley, New York, 535 pp.

WMO (World Meteorological Organization), 1972: The application of micrometeorology to agricultural problems. Geneva, WMO No. 298, 74 pp.

WMO (World Meteorological Organization), 1975: Drought and agriculture. Geneva, WMO No. 392, 89 pp.

WMO (World Meteorological Organization), 1978: Techniques of frost prediction and methods of frost and cold protection. Geneva, WMO No. 487, 160 pp.

Yavorsky, B. and Detlaf, A., 1975: Hadbook of physics. Mir Publishers Moscow, Moscow, 1131 pp.

РЕГИСТАР ПОЈМОВА

Овај Регистар појмова је замишљен тако да читаоца усмерава према траженом појму преко ознаке главе и евентуално поглавља, а не странице. Аутор је мишљења да се тако читаоцу од почетка пружа корисна информација.

А

Б

В

Г

Д

Е

Ж

З

И

Ј

К

Л

М

Н

О



Р

С

Т

У



Х

Ц

Ч

Ш